

# GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

SZERKESZTI  
DR. SZÉNÁS GYÖRGY

XIII. KÖTET, 3. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ

---

1964

Felelős szerkesztő:

Dr. FÜLLÖP JÓZSEF

Szerkesztő bizottság:

Dr. BARTA GYÖRGY, Dr. EGYED LÁSZLÓ, Dr. KERTAI GYÖRGY,  
Dr. OSZLACZKY SZILÁRD, PINTÉR ANNA, POSGAY KÁROLY,  
RÁDLER BÉLA, DR. SEBESTYÉN KÁROLY

Szerkesztő:

Dr. SZÉNÁS GYÖRGY

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Kulcsár Andor — Azonossági szám: 40 894  
Példányszám: 1060 — Ívterjedelem: 13,8 (A/5) — Abrák száma: 65  
64.1977. Állami Nyomda, Budapest

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND  
GEOFIZIKAI INTÉZET  
1962—63. ÉVI JELENTÉSE

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ  
БЕНГЕРСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО  
ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА  
ИМ. РОЛАНДА ЭТВЕША  
ЗА 1962—63 г.

ANNUAL REPORT  
OF THE HUNGARIAN 'ROLAND EÖTVÖS'  
GEOPHYSICAL INSTITUTE  
FOR 1962—63





ЛАНИ ЯНОШ

## О ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ, ПРОВЕДЕННЫХ В УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ РАЙОНА ОРОСЛАНЬ И БАЛИНКА

В процессе поисков залежей бурых углей в районе Задунайского межгорья применялись и геофизические методы разведки. Целью этих работ было выявление структур, к которым приурочиваются залежи угля.

В работе описываются структурно-разведочные геофизические работы, проведенные в области между горами Вертеш и Баконь за период с 1952 по 1963 г. г. Излагаются результаты гравиметрических, магнитометрических и сейсмических работ и рассматриваются новые соображения, применяемые при проектировании и интерпретации дальнейших сейсморазведочных работ. Дается обзор о геофизических проблемах разделения основания триасового бассейна по возрастам покровных отложений и о попытках, направленных на решение этих проблем.

В работе даются предложения по продолжению и дальнейшему направлению разведочных работ.

J. LÁNYI

## GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS IN THE EOCENE LIGNITE-BASIN BETWEEN OROSZLÁNY AND BALINKA

Gravity, magnetic and mainly seismic investigations for the relief of the Tertiary basin of the area are discussed, including a retrospective treatment of the earlier prospectings back to 1952; further the present and future problems are delineated.

## AZ OROSZLÁNY ÉS BALINKA KÖZÖTT ELTERÜLŐ BARNAKÖSZÉN- MEDENCÉNEK GEOFIZIKAI VIZSGÁLATA

LÁNYI JÁNOS

A mérések földtani célja ezen a területen, a harmadkori medence aljzatának a meghatározása. Ez a szint a lehetséges eocén kőszénképződés alsó határa és sok esetben közvetlen aljzata. A harmadkori medence aljzatát alkothatja felső triász mészkő alaphegység, de jura és kréta kőzetek is.

Az 1961. évben végzett mérésekkel sikerült tisztázni a triász alaphegység mélységi és domborzati viszonyait és ezért az oroszlányi és pusztavámi bányavállalatok a mérések D-i irányban történő kiterjesztését kérték az Oroszlány és Balinka között elterülő egész barnaköszén-medence szerkezeti viszonyainak felderítésére. A Geofizikai Intézet a program végrehajtására 2 éves tervet dolgozott ki. A terv szerint az 1962. évben a Bokod-Pusztavám és az ettől Ny-ra elterülő, az 1963. évben pedig a Pusztavám és Balinka között levő területet derítettük fel. Az 1963. évi méréseinket úgy terveztük meg, hogy azokkal mérési területünket összekapcsoljuk az 1960. évben Balinka környékén végzett szeizmikus mérésekkel és egyúttal adatokat szolgáltatassunk a Középdunántúli Szénbányászati Trösztnek a közeljövőben megnyitandó Balinka II. bányára vonatkozólag.

Szeizmikus méréseink területe tehát a Vértes és Bakony között elterülő eocén barnaköszén területnek a Kömlőd, Dad, Aka, Bakonycsernye, Balinka, Bodajk, Mór, Pusztavám és Oroszlány községek által határolt részét foglalja magában.

A tagolt felszínen vékony (5 – 20 m) holocén és pleisztocén homok, agyag, homokos agyag található. Az alatta levő üledéksor – a fúrások szerint – oligocén agyagos, homokos, márgás összlet, amely alatt eocén agyag, márga, palás agyag, barnaköszén következik. Ez vagy közvetlenül települ a triász dachsteini mészkőre, vagy a helyenként többszáz méter vastagságot is elérő kréta agyag, márga, mészkő képződményekre települ. A mérési terület DK-i részén a jura korú kőzetek is megjelennek.

A triászkorú karbonátos kőzetek és a fedőjük között fizikai különbségek vannak (sűrűség, rugalmasság, ellenállás stb). ezért a geofizikai mérések elsősorban a triász alaphegység domborzatának és mélységének felderítését teszik lehetővé. Ez – szénkutató szempontjából – teljes értékű adat ott, ahol a triász a telespes összlet közvetlen fekvője, vagyis a harmadkori medence aljzata, és közvetett felvilágosítást nyújt azokon a helyeken, ahol kréta vagy jura képződmények közbeékelődnek.

— — —

Az országos, áttekintő jellegű geofizikai mérések közül elsősorban a gravitációs méréseket kell megemlítenünk. A viszonylag nagy állomásközzel végzett gravitációs (Eötvös-inga, graviméter) mérések alapján készített Bouguer-anomáliatérkép – a fedő- és az alaphegység között mutatkozó sűrűségkülönbség következtében – a legtöbb helyen qualitative mutatja az alaphegység domborzatát s így a nagyobb szerkezeti vonalak megállapíthatók. (7. ábra)

Ilyen szerkezeti vonal a Kecskéd környékén, valamint a Bokod és Oroszlány között elhelyezkedő két zárt minimumterületen áthaladó minimumtengely, amely egészen Pusztavámig húzódik. Itt keresztezi azt az ÉNy – DK-i irányú minimumtengelyt, amely a móri ároknak megfelelő helyen fekszik. Ez utóbbi minimumvonalat Magyaralmás környékéről kiindulva kissé É felé kanyarodik és áthalad a Mór környékén levő nagy, zárt minimumterületen, majd ismét ÉNy-i irányt vesz és Császárs, valamint Bakonysárkány között halad tovább. Erre a minimumtengelyre merőlegesen halad egy ÉK – DNy-i irányú maximumtengely, amely két maximumterületet köt össze Dad és Bakonysárkány környékén. A gravitációs képből kitűnik, hogy a bokodi és kecskédi minimumterületektől Ny-ra az alaphegység emeltebb helyzetben van. A pozitív anomáliaértékek a két terület között csökkennek, s ebből arra lehet következtetni, hogy a két maximumterületet nyereg alakú süllyedés választja el egymástól. Ez a süllyedés beleesik a móri árok vonalába; azonban az anomaliavonalak értékéből és alakjából azt következtethetjük, hogy itt az alaphegység kevésbé süllyedt le, mint az árok többi részén.

Az 1958. évben végzett földmágneses méréseknek itt viszonylag alárendeltebb jelentőségük van, mert a fedő és a triász mészkő egyaránt kis mágneses szuszceptibilitású. A mérések legfontosabb eredménye, hogy a kis negatív értékű és kis változást mutató anomáliák alapján eruptívumok, vagy nagyobb mágnesezettségű kőzetek előfordulása ezen a területen nem várható. (8. ábra)

Szeizmikus méréseket az 1952. év óta végeztünk a területen. Az 1952. évben Bokod és Oroszlány között, a gravitációs minimumterületen keresztül vezettünk két szeizmikus vonalat; az 1955. évben Kecskéd és Vértessomló tájékán, az 1960. évben pedig Bodajktól É-ra végeztünk kis terjedelmű szeizmikus mérést. Az 1952. évi mérések kísérleti jellegűek voltak. Mindhárom mérést refrakciós eljárással végeztük, már nem eléggé korszerű mérőberendezésekkel. Az akkori szemléletnek megfelelően kizárólag az első beérkezések regisztrálására törekedtünk és ezeknél is csak a kinematikus jellemzőkre fektettünk súlyt. Az alkalmazott kiértékelési eljárásban is sok volt a szubjektivitás. Mindez azt eredményezte, hogy a refrakciós szintek mélységi viszonyai a valóságostól egyes helyeken eltértek. Ettől eltekintve, a mérésekből megállapítható, hogy ezen a területen refrakciós eljárással a triászkorú alaphegység nyomozható és domborzata jól meghatározható.

Az 1961. évben megkezdett újabb méréseink tervezésénél és végrehajtásánál a régebbi módszerrel szemben számos újítást alkalmaztunk. Elsősorban a mérőberendezéseket korszerűsítettük. A felvételeknél fontosnak tartottuk a teljes hullámalak és a későbbi refrakciós beérkezések regisztrálását is. A mérési vonalak tervezésénél megfelelő fedésre és korrelációra törekedtünk, hogy a kiértékelésnél lehetőleg minden bizonytalanságot megszüntessünk. A szeizmométereket sekély gödrökbe tettük, hogy a talaj és a geofon együttrezgésének torzító hatását kiküszöböljük; azonos robbantási körülményeket igyekeztünk biztosítani, stb., stb.

A kiértékelési eljárást is megváltoztattuk, hogy a refraktáló szint megszerkesztésénél a szubjektív hibákat lehetőleg kiküszöböljük. A szeizmogramok vizsgálatánál a kinematikus tényezők mellett a dinamikus jellemzőket és a későbbi beérkezéseket is figyelembe vettük. Megfigyeltük a beérkezések energia-viszonyait és számításokat végeztünk a kis- és nagysebességű szint abszorpciós tulajdonságainak megállapítására.

Ezekkel a módszertani javításokkal a mérési eredményeket természetesen megbízhatóbbá tettük.

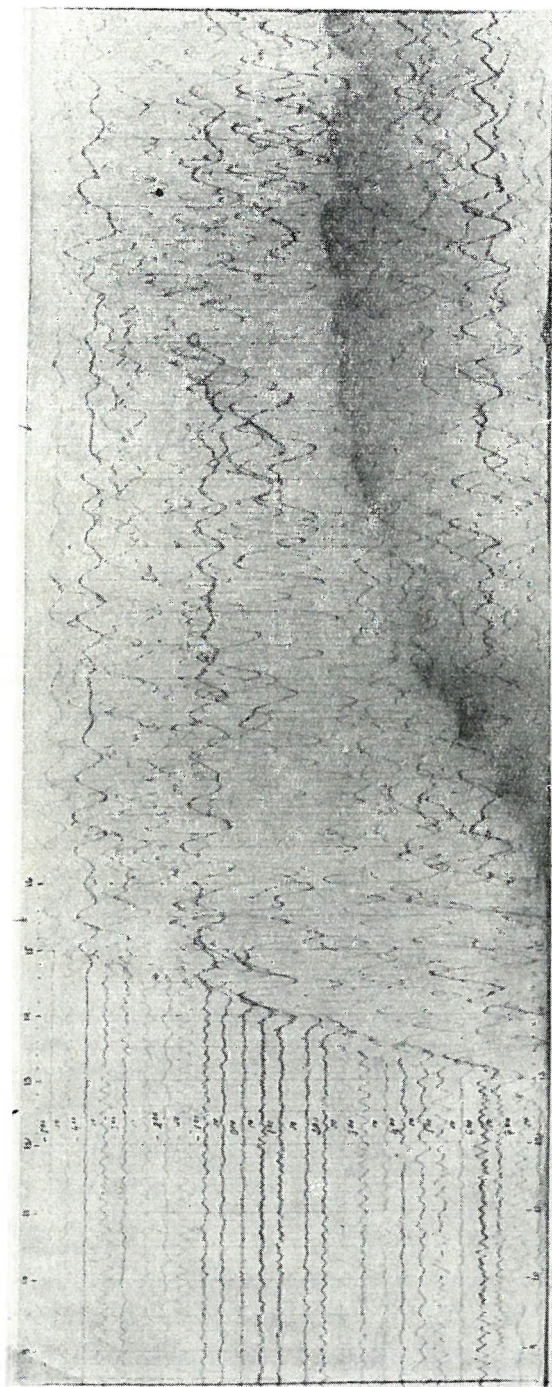
Az 1. és 2. ábrán bemutatunk egy-egy szeizmogramot az 1960. és az 1962. évből. A különbség szembetűnő.

— • —

A szeizmogramok vizsgálatánál első pillantásra megkülönböztethető egy nagysebességű beérkezés és egy később beérkező hullámcsoport. Ez az utóbbi több, egymáshoz hasonló sebességű és egymással interferáló hullámból áll. A nagysebességű szint határsebessége 5800–6000 m/s között változik. A fedőösszlet szeizmikus sebessége 2000 és 2700 m/s között változik, elsősorban a mélység függvényében. A 4. ábrán bemutatjuk a mérési területre vonatkozó  $t_0/2 \cos i/h$  függvényt, amelyen jól látható, hogy az egyes robbantópontokhoz tartozó adatok kis szórást mutatnak és hogy a függvény majdnem lineáris, csak a felszín felé van némi görbültsége. A  $t_0/2 \cos i/h$  függvénynek ez a kis szórása lehetővé tette, hogy az ezen a területen végzett valamennyi szeizmikus mérést ezzel a függvénnyel dolgozzuk fel, vagyis ennek a segítségével szerkesszük meg a nagysebességű refraktáló szint felszínét.

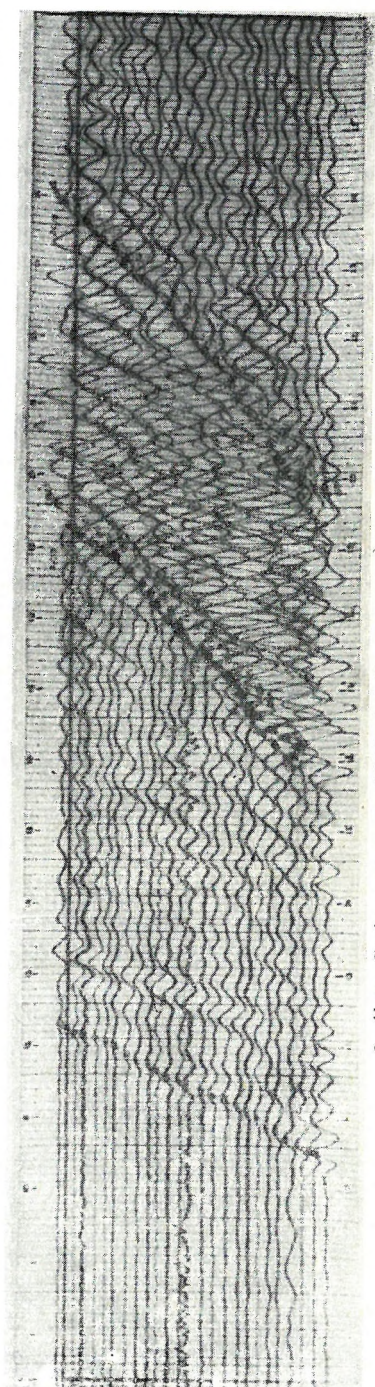
A közel lineáris összefüggésből következik, hogy a fedőösszlet sebesség-térképéből nagy vonalakban ennek relatív vastagságára is következtethetünk.





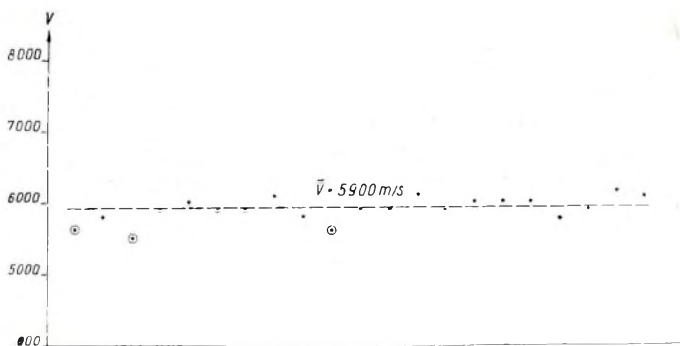
1. ábra. Szeizmogram az 1960. évi Balinka környéki mérésekről

Fig. 1. Seismogram from the Balinka area (1960) Фиг. 1. Сейсмограмма, полученная в 1960 г. в районе с. Балинка



2. ábra. Szeizmogram az 1962. évi Pusztavám környéki mérésekről

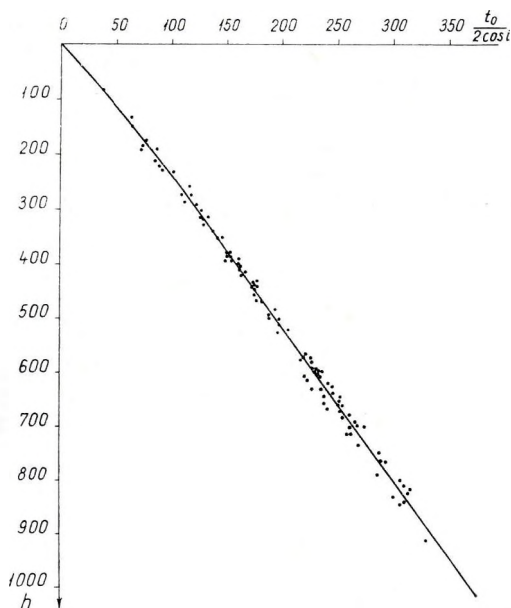
Fig. 2. Seismogram from the Pusztavám area (1962) Фиг. 2. Сейсмограмма, полученная в 1962 г. в районе с. Пуставам



3. ábra. A nagysebességű refraktáló rét határsebességének változása a mérési területen

Фиг. 3. Изменение граничной скорости на преломляющей границе, характеризующейся высокой скоростью распространения упругих волн в районе работ

Fig. 3. The lateral variation of the velocity of the lowermost refracting boundary



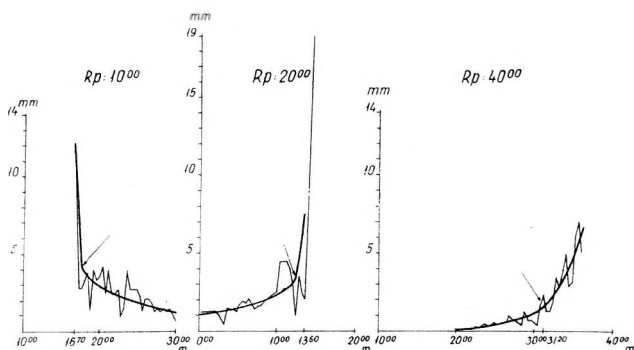
4. ábra.  $\frac{t_0}{2 \cos i}$  függvény a mérési területről

Фиг. 4. Функция  $\frac{t_0}{2 \cos i}$  для района работ

Fig. 4.  $\frac{t_0}{2 \cos i}$  function of the area



A fedőösszlet és a nagysebességű refraktáló szint között tehát jelentékeny sebességkülönbség van. Ugyancsak nagy a különbség az energiaelnyelésben is. Az 5. sz. ábrán bemutatunk a BoR-62/1 vonalról néhány amplitúdó-görbét. Ezekből látható, hogy a beérkezések amplitudójának csökkenése ott, ahol az alaphegységről jövő beérkezések megjelennek, hirtelen megváltozik. Az amplitúdógörbékéből az elnyelési együtthatókat is kiszámítottuk és azt találtuk, hogy a nagysebességű réteg abszorpciós együtthatója közel két nagyságrenddel kisebb, mint a fölötte levő összleté.



5. ábra. Amplitúdógörbék a BoR-62/1 vonalról

Фиг. 5. Амплитудные кривые по профилю БоР-62/1

Fig. 5. Amplitude-curves of the profile BoR-62/1

A fizikai paraméterek erős megváltozása tehát arra mutat, hogy a fedő és az alaphegység fizikailag jelentősen különbözik egymástól, és hogy a refraktáló szint kemény, konszolidált kőzet. A fúrási adatokat figyelembe véve ezt a nagysebességű refraktáló szintet általában a triászkorú alaphegységgel azonosítottuk. Ez a szint a kedvező szeizmogeológiai adottságok és a felvételek jó minősége következtében elég nagy pontossággal megszerkeszthető volt. Nem lehet természetesen kizárni azt a lehetőséget, hogy egyes helyeken triász helyett kréta vagy jura mészkő adja ennek a refraktáló szintnek egy részét. Erre a lehetőségre utal az 1961. évi BoR-1 és BoR-3, valamint az 1962. évi BoR-6 mérési vonalak szelvényein a refraktáló határfelület sebességének megváltozása. Ezeken a vonalakon ugyanis a viszonylag magasan fekvő alaphegység 5900 m/s, a mélyebben fekvő pedig 5200 m/s határsebességgel jelentkezik. Feltehető ezért, hogy a lesüllyedt részen az alaphegységet vastag kréta mészkő borítja és ennek a felszíne a harmadkori medence közvetlen aljzata. A mélyfúrások szerint a krétakorú képződmények itt valóban megvannak.

A többi szelvényen ez a sebességváltozás nem észlelhető, ezért feltételezhetjük, hogy ott az alaphegység triász.

A mérési terület DK-i részén alaphegység szintünk 30–60 m-rel mélyebben fekszik, mint ahol ezt a közelben fekvő mélyfúrások megtalálták. Lehetséges, hogy ezt az okozza, hogy itt a viszonylag vékony dachsteini mészkő alatt agyagos-márgás kifejlődésű kösszeni rétegek vannak és ez alatt fekszik a földolomit. A szeizmikus szint itt valószínűleg a földolomit felszíne; a dachsteini mészkő pedig feltehetőleg átlövődik. Ezeket az eltéréseket okozó rétegek általában nem túlságosan vastagok, tehát a szelvények a triász átlagdomborzatát mindenképpen mutatják.

Az elsősorban triásszal azonosított nagysebességű refraktáló felületről szintvonalas térképet szerkesztettünk. A domborzati térkép a mérési terület legnagyobb részén valóban a triász felszínét mutatja, az előbb említett helyeken azonban – mint az előzőekben kifejtettük – lehetséges, hogy a kréta mészkő felszínén, illetőleg a triáson belül fut végig ez a szint.

A triász alaphegység domborzati vázlatát Bougueranomáliatérképpel összehasonlítva, azonnal feltűnik, hogy a gravitációs minimumok helyének a triász lesüllyedése, a maximumoknak pedig kiemelkedése felel meg. Szeizmikus méréseink egyik eredménye annak a régen ismeretes ténynek a megerősítése, hogy – ezen a területen – a gravitációs izoanomália-vonalak a triász domborzatát tükrözik.

A szintvonalas térképvázlatról megállapítható, hogy a *Bokod és Oroszlány között elterülő medence É-on és D-en is zárt*. A medencétől Ny-ra az alaphegység erősen felemelkedik és több km<sup>2</sup> kiterjedésű fennsíkot alkot, amelynek legnagyobb része a felszíntől számított 100–150 m körüli mélységben van. A 824. sz. fúrás, a BoR–62/7 vonalunktól K-re kb. 250 m-re, a triász dachsteini mészkövet 99,8 m mélységben érte el, oligocén alatt. A BoR–61/2 vonalon levő 893. sz. fúrás a triászt 268,5 m mélységben találta meg; a fedőösszlet itt is kizárólag oligocénkorú képződményekből áll. Azokon a helyeken viszont, ahol a triász alaphegység mélyebbre süllyedt, a fúrásoknál eocénkorú képződményeket is harántoltak. Feltehető tehát, hogy a mérési terület legkiemelkedőbb részein a fedőösszlet oligocén, a mélyebb részekben oligocén és eocén, a legmélyebb részekben pedig ezeken kívül változatos vastagságú kréta képződményekből áll.

A Bokod – Oroszlány közötti medencétől D-re és DK-re fekszik a nagy móri süllyedék, amelynek Ny-i határa a bakonysárkányi kiemelkedés. Ezt a *kiemelkedést a Dad mellettől a móri süllyedék folytatásában levő nyereg választja el. A bakonysárkányi sasbérc a dadinál 150–200 m-rel mélyebben fekszik, tehát feltehető, hogy itt a fedőösszletben az oligocén alatt az eocén is megtalálható.*

Ettől a kiemelt területtől DNy-ra, Aka és Bakonycsérnye között szeizmikus mérések nem voltak, azonban a gravitációs térkép itt emelt helyzetű alaphegységet jelez. Balinka és Mór között húzódó vonalaink szintén erre utalnak.

A fúrásokból tudjuk, hogy a dadi kiemelkedés területén kőszén nem található. A Bakonysárkány és Bakonycsérnye környéki emeltebb területeket azonban fúrásokkal még nem kutatták meg. Lehetséges, hogy itt kedvező mélységben jelentékeny szénvagyon fekszik.

Balinka, Bodajk és Mór környékén az izohipsza vonalak szerint az alaphegység tagoltabb. Látható, hogy Mór felé az alaphegység lépcsőzetesen süllyed, DNy-i irányban pedig emelkedik.

Szelvényeinken feltételezhetjük, hogy a nagysebességű réteg hirtelen és nagy dőlésváltozása olyan morfológiát jelentenek, amely töréssel kapcsolatos. A használt kiértékelési eljárás és az átlagsebesség használata következtében ezek a dölések a szelvényeken kevésbé szembetűnőek; az út – idő-görbéken azonban határozottan felismerhetők. Ezeket a törésnek értelmezett helyeket a szintvonalas térképen bejelöltük.

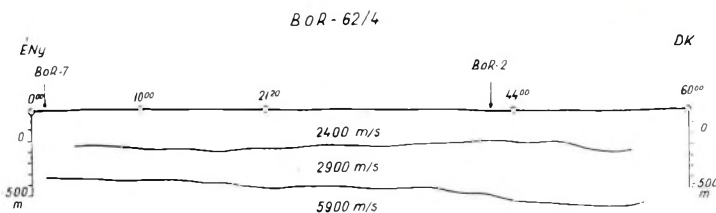
— . —

A medenceüledék-összlet rétegtani tagolását is megkíséreltük. Ez azonban már jóval nehezebb probléma a geofizikai mérések számára. A fúrási adatokból tudjuk, hogy ezek a képződmények túlnyomórészt agyagból, homokos agyagból, agyagmárgából, konglomerátumból állanak. Sűrűségük és rugalmassági tulajdonságaik közel azonosak. A rétegsorban lévő nagyobb sűrűségű és rugalmasságú képződmények, mint pl. eocén mészkő, kemény, meszes márga stb. viszonylag vékonyak; valószínűleg átlövődnek.

A szeizmikus mérésekkel kapcsolatban megkíséreltük ennek a problémának a megoldását a refrakciós későbbi beérkezések segítségével, minthogy a mérési rendszert a medencealjzatra terveztük.

A későbbi beérkezések, mint a 2. ábrán látható, legtöbbször különböző sebességű hullám interferenciái. Bizonyos észlelési távolságon túl a legnagyobb sebességű hullám a többitől elválasztható és gyakran hosszú darabon nyomon követhető. Az erős interferenciák következtében azonban a beérkezések kinematikus és dinamikus jellemzői gyakran változnak, ezért a korrelációnál sokszor nehézségekbe ütköztünk. Az sem bizonyos, hogy az üledék-összletből érkezett legnagyobb sebességű hullámok mindig ugyanarról a rétegről érkeztek. Ennek következtében ezeket a refraktáló szinteket csak kísérletképpen szerkesztettük meg. A 6. ábrán bemutatunk egy ilyen kísérleti szerkesztést a BoR-62/4 szelvényen, amelyen az említett bizonytalanságok alárendeltek. A BoR-62/5 és a BoR-62/6 vonalainkon kísérletképpen megszerkesztett szintek — a vonalak közelében levő mélyfúrások szerint — az oligocén — eocén határ környékére esnek.

Ezeket a kiértékeléseket — mint említettük — kísérletképpen végeztük. Lehetséges azonban, hogy megfelelően megválasztott mérési rendszerrel és a ki-

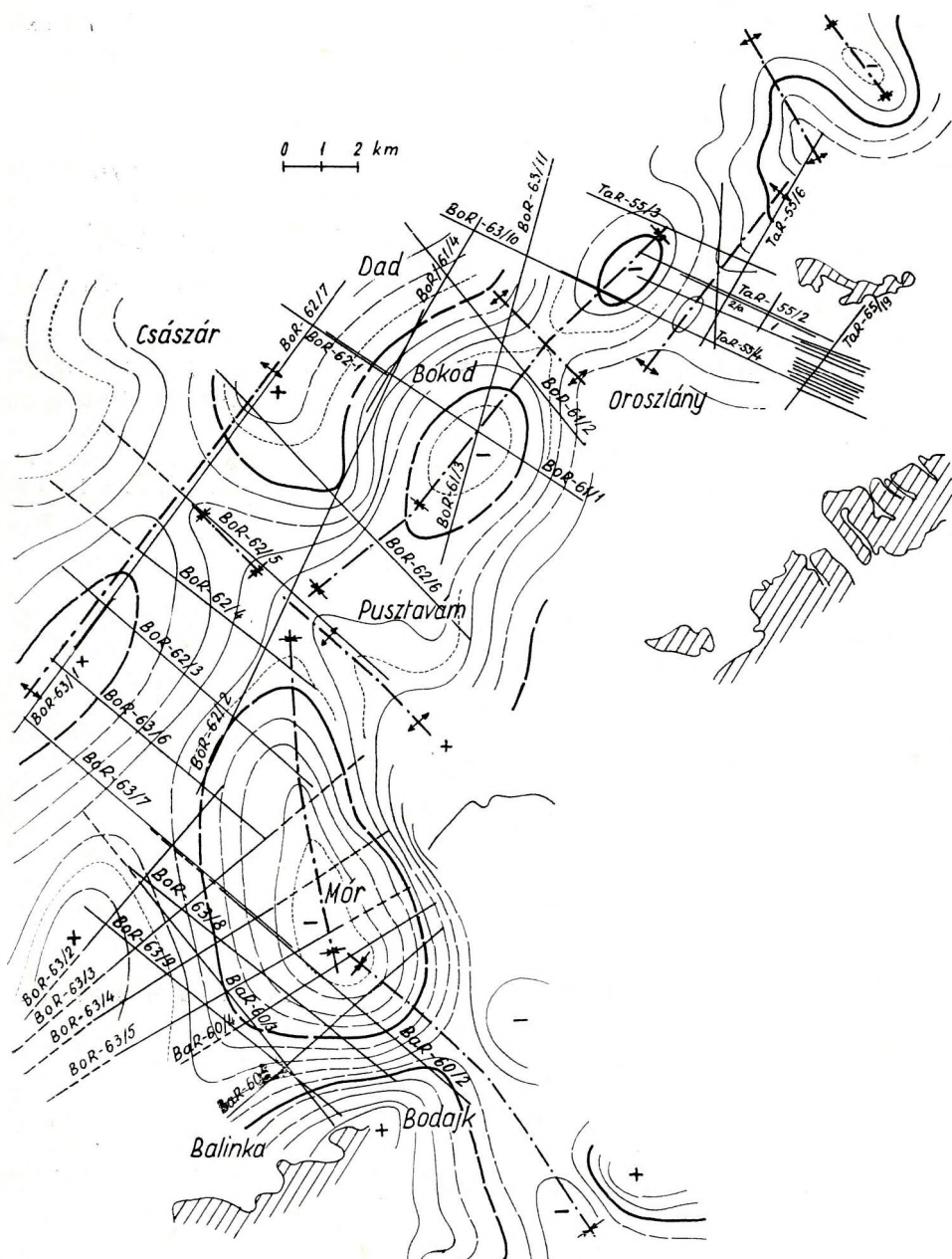


6. ábra. BoR-62/4 szelvény a felső refraktáló szinttel

Фиг. 6. Разрез по профилю БоР-62/4 с верхней преломляющей границей

Fig. 6. The profile BoR-62/4 showing an upper refracting boundary





7. ábra. Vértessomló – Pusztavám – Mór környékének gravitációs térképvázlata a szeizmikus mérési vonalakkal

7. Фиг. Схематическая карта поля силы тяжести района Вертешшомло – Пуштавам – Мор с сейсмическими профилями

Fig. 7. Gravity-sketch of the area Vértessomló – Pusztavám – Mór with seismic profiles

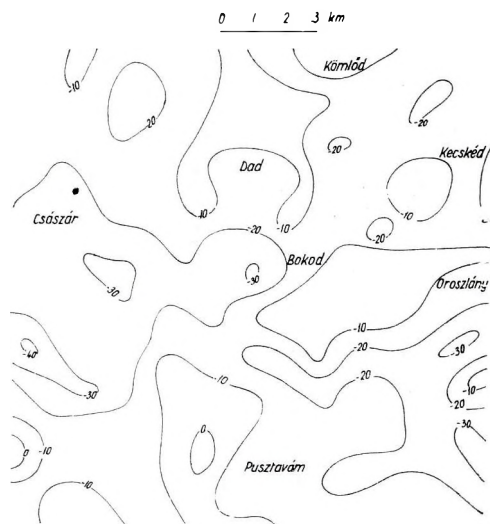
értékelési eljárás további finomításával, a mélyebb helyeken pedig reflexiós mérésekkel, a fedőösszletet is tagolni tudjuk.

— • —

Szeizmikus méréseink területe – mint említettük – az oroslányi, pusztavámi és balinkai szénbányáktól Ny-ra eső területre. Hátra van még a balinkai bányáktól ÉNy-ra eső terület felkutatása. Ez a terület ugyanis bányászatra reményteljes. Érdekes volna ezen kívül a szeizmikus kutatást Ny felé kiterjeszteni, mert a legújabb földtani kutatások szerint a barnakőszén terület erre is kiterjedhet.

Célszerű lenne a Dunántúli Középhegység valamennyi öblének (Pilis-vörösvár, Dorog, Tatabánya, Oroszlány, Pusztavám, Mór, Balinka, Dúdar, Várpalota, Ajka stb.) szeizmikus felkutatása, illetőleg a már kutatott területek összekapcsolása.

Az értelmezés megkönnyítése és a mérési eredmények ellenőrzése szempontjából szükség volna a mérési vonalakon néhány kutatófúrás lemélyítésére.

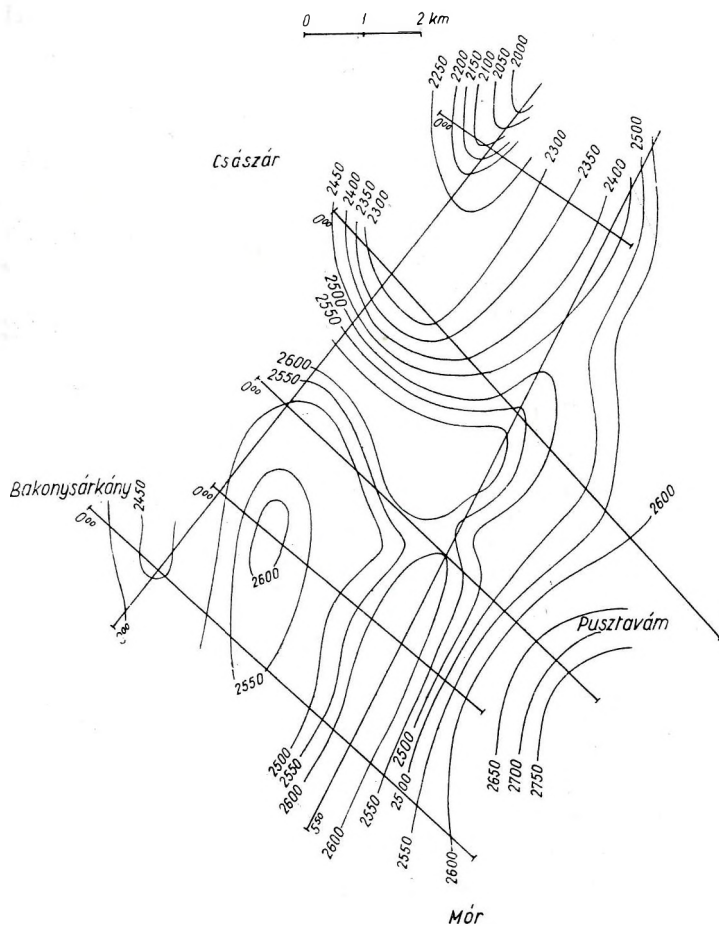


8. ábra. Az Oroszlány – Pusztavám-i szénmedence vertikális földmágnességi anomália-térképe

Фиг. 8. Карта аномалий вертикальной напряженности геомагнитного поля в районе угольного бассейна Орослань – Пуставам

Fig. 8. AZ map of the lignite-basin Oroszlány – Pusztavám

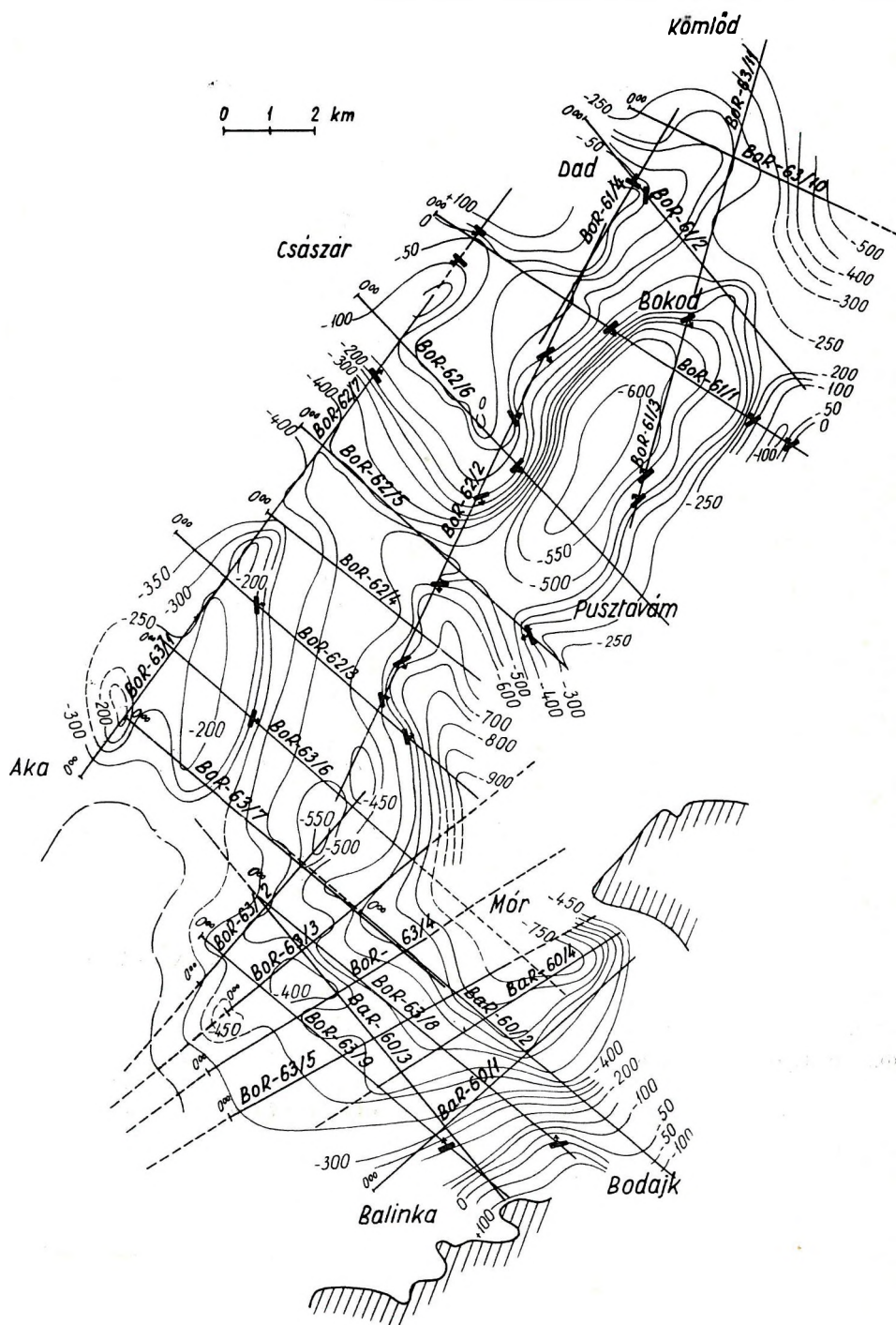
Ezek a fúrások egyúttal kőszénkutatási célokat is szolgálhatnának. A fúrások kitűzésében és a további geofizikai kutatások tervezésében az érdekelt bányavállalatok, valamint a Geofizikai Intézet és a Földtani Intézet között szorosabb együttműködés szükséges.



9. ábra. A triász alaphegység fedő üledékösszlet átlagsebességének területi elosztása

Фиг. 9. Пространственное распределение средних скоростей распространения упругих волн в осадочной толще, покрывающей триасовый фундамент

Fig. 9. Areal distribution of the average-velocity of the Tertiary cover



10. ábra. Szintvonalas térképvázlat a triász alaphegységről Oroszlány – Balinka környékén

Фиг. 10. Карта изогипс триасового фундамента в районе Орослянь – Балинка

Fig. 10. Contour-sketch of the Triassic basin-floor in the vicinity Oroszlány – Balinka

## IRODALOM

*Hoffer Egon*, 1958. Jelentés a Dunántúl ÉNy-i és középső részén az 1958. évben végzett áttekintő földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet.

*Lambert Ferenc*–*Lendvai Károly*, 1960. Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet I/2. sz. szeizmikus csoportjának az 1960. évben Balinka környékén végzett refrakciós szeizmikus méréseiről. Geofizikai Intézet.

*Lányi János*, 1961. Jelentés az 1961. évben Bokod – Oroszlány környékén végzett refrakciós mérésekről. Geofizikai Intézet.

*Lányi János*, 1962. Jelentés az 1962. évben Bokod – Pusztavám környékén végzett szeizmikus mérésekről. Geofizikai Intézet.

*Nyitrai Tibor*, 1953. Jelentés az 1953. évben Mór – Ravaszd és Pápa – Vaszar környékén 2/II. graviméter csoport által a Heiland III – 66. sz. graviméterrel végzett mérésekről. Geofizikai Intézet.

*Pálos Miklós*, 1952. Jelentés az 1015. sz. szeizmikus csoport 1952. évi Pusztavám környékén végzett szeizmikus méréseiről. Geofizikai Intézet.

*Pálos Miklós*, 1955. Jelentés az 1955. évi Tatabánya környéki mérésekről. Geofizikai Intézet.

*Szénás György*, 1958. Geofizikai teleptan. Akadémiai Kiadó.

*Vadász Elemér*, 1952. Köszénföldtan. Akadémiai Kiadó.

*Vadász Elemér*, 1960. Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó.

*Vitális György*, 1957. Magyarország földtana. Műszaki Könyvkiadó.





САБАДВАРИ – САБО

## ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ БОКСИТОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ В РАЙОНЕ ГОРЫ БАКОНЬ

За последние годы в районе горы Баконь проводились геоэлектрические работы методом сопротивления для выявления бокситоносных геологических структур. Вертикальные электрические зондирования были проведены главным образом для прослеживания рельефа поверхности триаса, представляющей собой подошву бокситовых залежей и для выяснения возможности решения задач при существующих сложных геологических условиях горы Баконь. В работе подробно рассматривается вопрос об экранирующих геофизических горизонтах.

L. SZABADVÁRY – M. SZABÓ

## GEOELECTRIC MEASUREMENTS IN THE BAKONY MOUNTAIN FOR BAUXITE PROSPECTING

In the past years geoelectric resistivity measurements were carried out in the Bakony mountain in order to detect geological structures of bauxite. The main purpose of vertical soundings was to determine the relief of Triassic underlying the bauxite beds, and to investigate the possibility of solving the task under the complicated geological conditions of the Bakony. The question of geophysical screening horizons is discussed in details.

## GEOELEKTROMOS BAUXITKUTATÓ MÉRÉSEK A BAKONY HEGYSÉGBEN

SZABADVÁRY LÁSZLÓ – SZABÓ MARGIT

A geofizika alkalmazása bauxitkutatásban – a Bakony bauxitföldtani szerkezeteinek geofizikai kimutatása – régi probléma. Az ötvenes évek elején kezdődtek az első kísérletek, s azóta a feladat megoldására jóformán már az összes geofizikai kutatómódszert alkalmazták. A probléma megoldásához ma sem vagyunk közelebb lényegesen. Ennek okát a bauxitelőfordulások bonyolult földtani felépítésében kell keresnünk, ami sajátosságainál fogva három téren is akadályt gördít a geofizikai kutatás útjába. Ezek:

1. A kréta korú bauxit a triász földolomit, dachsteini mészkő kisebb bemélyedéseiben, töbreiben helyezkedik el. A telepek szabálytalan alakúak, és a viszonylag kis horizontális kiterjedés a bauxittelepek közvetlen geofizikai kutatását elvileg is csak egészen kis mélységben teszi lehetővé.

2. A geofizikai mérések ezért elsősorban a bauxittal kapcsolatos triász alaphegység kimutatására irányultak. A kutatást itt az erősen töredezett szerkezet nehezíti meg, mivel a triász felszínt számos, egymást keresztező vetőrendszer harántolja.

3. Az alaphegységet borító üledékes összletben gyakran települ árnyékoló (szigetelő) réteg (ilyen pl. az eocén mészkő). Ennek jelenléte sok esetben megakadályozza, de legalább is korlátozza a geofizikai hatótényezők (rengéshullámok, elektromos áramter) lehatolását a kutatandó szerkezetig.

Az elmondott nehézségek a geoelektromos kutatás eredményeit is befolyásolták. Ilyen mérésekre 1961. és 1962. évben került sor, néhány hónapos kísérleti munka keretében. A Bakony hegységben két területen, két probléma megoldásával foglalkoztunk;

1. regionális mérések a távlati (szerkezetkutató) fúrások telepítésének elősegítésére;

2. részletes mérések ismert, felszínközeli bauxitelőforduláson, a módszer lehetőségeinek tisztázására.

### I. Regionális kutatás

A mérések nagyobb része ebből a célból történt, nagyjából a Bakonyoszip – Bakonygyirót – Bakonypeterd – Lázi – Bakonyszombathely – Csatka községekkel határolt, kb. 150 km<sup>2</sup> nagyságú területen.

A kérdéses területet földtanilag két részre osztja egy Csesznek – Bakonyoszip község vonalában húzódó ÉNy – DK irányú vetőrendszer. Ettől DNy-ra a triász röghegységként felszínén, ill. felszínközelen helyezkedik el. Méréseink megkezdése előtt itt a földtani kutatás már előrehaladott állapotban volt. Más a helyzet a választvonalától ÉK-re eső területen, ahol két századeleji fúrástól eltekintve, más adat nem állt rendelkezésünkre. A fúrások 100–200 m-nél nagyobb mélységben mutatták ki a triászt.

Méréseinket megelőzően *gravitációs kutatás* folyt a területen. Az izogalok lefutása Csesznek – Bakonyoszip között egy ÉNy – DK irányú vetődéses választvonalra enged következtetni, melynek további (ÉNy) folytatása nem követhető. Sőt a Bouguer-anomáliatérkép a vetőzónától ÉNy-ra jelentős gravitációs maximumot mutat. Ez alapján feltételezhető volt, hogy itt DNy – ÉK irányú alaphegység kiemelkedés van, ami lezárja a bauxitkutatás szempontjából jelentős ÉNy – DK irányú vetődéses vonalat.

A *geoelektromos mérés* elsősorban a triász felszín kutatására irányult. Elméletileg a feladat nem jelentett különösebb nehézséget. A környező fúrások alapján adott volt a várható földtani rétegtör. E szerint a triász rhaeti dachsteini mészkőből, vagy nori földolomitból épül fel. Eltekintve a kréta-korú bauxittól és a pleisztocéntól, a területen csak harmadkorú fedőrétegekkel kellett számolni az alábbi korbeosztásban:

pannon homok, kavics  
miocén agyagmárga (szarmata homokos agyag), helyenként *kavics* be-  
településekkel  
oligocén *kavics*  
középső eocén *mészkő* (helyenként agyagmárga)  
alsó eocén széntelepes agyag, márga, breccsa,  
konglomerátum.



A fúrásokon végzett mérések nagyságrendet meghaladó fajlagos ellenállás-különbséget (20–30 ohmm, ill. 500–1000 ohmm) jeleztek a triász- és a harmad-negyedkorú rétegek között. Vertikális elektromos szondázásnál a triász tehát gyakorlatilag  $\infty$  ellenállású szintként jelentkezik; mélységének, valamint a vetődések elhelyezkedésének megállapítása módszertanilag a legkedvezőbb feladatnak minősül. Sajnos, a fedőrétegsorban jelentkező eocén mészkő, valamint miocén–oligocén kavicsrétegek geofizikai árnyékoló szintet alkotnak. Ez a két kőzet – települési körülményeitől függően – erősen változtatja f. ellenállását. Lehet közel azonos ellenállású a miocén és eocén agyagmárgával, ill. homokos agyaggal, de alkothat közel  $\infty$  ellenállású szintet is. Utóbbi esetben meghatározható az árnyékoló réteg mélysége, de ez alatt a triász már nem jelentkezik.

További nehézséget jelzett az első, tájékozódó jellegű mérések eredménye. Ez számos egymást harántoló, ill. egymással párhuzamos vetőt mutatott ki. A vetők egymáshoz közel (500–2000 m) helyezkednek el, aránylag nagy (50–200 m-es) vetőmagassággal. Nehéz volt az  $AB_{\max} = 1600$  m-es szondázások terítési vonalát úgy telepíteni, hogy ez ne metsszen se vetőt, se vetővel kapcsolatos zavart zónát. Az e célból végzett kísérletek felhívták a figyelmet arra, hogy a vetőket „metsző” szondázások eredményét a vető hatása jelentősen befolyásolja, torzult szondázási görbéket mérünk, melyekből – a torzulás fel nem ismerése esetén – „fantom” szintek értékelhetők ki. A kutatási területen tehát az eredetileg „ideális geofizikai modellt” két tényező is rontja;

1. az árnyékoló rétegek jelenléte, melyeknek kimutatását megnehezíti viszonylagos ellenállás instabilitásuk;
2. a vetők torzító hatása, ami a szondázások terítési irányának helyes megválasztását nehezíti meg.

A geoelektromos mérések sikere végeredményben tehát attól függ, hogy az alapján kedvező geoelektromos paraméterekkel rendelkező rétegösszletben az említett két tényező hatása milyen mértékben jelentkezik, ezek fellépte esetén tud-e olyan adatokat szolgáltatni a geoelektromos kutatás, ami alkalmazását gazdaságossá teszi.

*A mérések eredménye.* Geoelektromos szelvényvonalainkat a rendelkezésre álló földtani adatok és az izogal térkép jelezte anomáliák figyelembevételével jelöltük ki. A BB–I vonal a kutatandó terület déli részén húzódik DNy–ÉK irányban. Kiindul a felszínre bukó triász röghegységből, harántolja a Csesznek–Bakonyoszlop között húzódó vetőrendszert és ettől ÉK-re több kilométer hosszúságban folytatódik. A BB–II és BB–III vonal a terület középső részén harántolja az említett izogal maximumot; mindkét szelvényvonal közel merőleges a BB–I irányára. A többi vonal a részletesebb kutatás céljait szolgálta (1. ábra).

A geoelektromos mérések a területen három, ellenállásuk alapján jól elkülönülő geoelektromos réteget mutattak ki:

1. közepes (10–60 ohmm) f. ellenállású rétegösszlet, ami leggyakrabban 30 ohmm körüli értékkel jelentkezik és geoelektromosan egy réteget alkot. Uralkodóan miocén, eocén, homokos agyag, agyagmárga rétegekből áll. Ellenállásának változtatását feltehetően miocén (oligocén) kavics rétegek okozzák.



A DNy–ÉK irányú gravitációs maximum helyén Bakonyszentlászló – Veszprémvarsány – Sikátor – Bakonybánk – Réde – Bakonyszentkirály között a geoelektromos aljzat sasbércesterűen emelkedik ki, kb. 50 km<sup>2</sup>-es területen (lásd a 3. ábrán a BB–II és BB–III szelvényt). A kiemelkedés DNy-on szélesebb, ÉK felé fokozatosan elkeskenyedve Bakonybánk község-nél ér véget (1. ábra).

Legmagasabban az 5 km széles F jelű szint fekszik. Ennek középső részén 25–30 m mélységben jelentkezik a geoelektromos aljzat, két oldalán enyhe lejtéssel 80–100 m mélységbe süllyed. A „sasbérc” DK-i oldalán lépcsős vetőrendszer mutatható ki, melynek mentén az aljzat először 200 m (E jelzésű szint), ez után 400 m, ill. ennél is mélyebben helyezkedik el. A kiemelkedés Ny-i oldalán szintén kétszeres vetődést mutat a BB–II szelvény. Meg kell jegyezni, hogy a vetődések itt nem jelentkeznek olyan határozottan, mint a DK-i oldalon. Az itt elhelyezkedő szerkezet valószínűleg kisebb magasságú vetőkből áll, melyet a mérések összevontan jeleznek (vagy pedig az aljzat a szokásosnál meredekebb dőlésű (pl. BB–III szelvényen). Ezen az oldalon a geoelektromos kutatást – s a pontosabb mélységmeghatározást – megnehezítette az ellenőrző fúrások teljes hiánya.

Az aljzat-kiemelkedés ÉNy-on közelítően Bakonybánk községnél végződik. A kiemelkedés hosszirányú elhelyezkedéséről legjobb képet a BB–IV szelvény ad (lásd 2. ábrát). E szerint Bakonybánkban az alapkőzet meredek vető mentén lesüllyed, a vető után a geoelektromos kutatás mélységében már nem mutatható ki.

A mérések földtani értelmezése a Bakonyban mindig különösen nehéz, elsősorban a geofizikai árnyékoló rétegek miatt. A geoelektromos mérésekkel egy időben, ill. azok alapján telepített fúrások ezzel kapcsolatban a következő földtani képet adják:

1. Triász dachsteini mészkő, ill. földolomit jelentkezik geoelektromos aljzatként ( $\infty$  ellenállású szintként), ha a fedőrétegsorból hiányzik a k. eocén mészkő, vagy ennek vastagsága méréseink szempontjából jelentéktelen. Pl. ilyen a helyzet a BSz–10 és BSz–33 fúráson.

2. K. eocén mészkő az aljzat, ha ez a mészkő tömör és nagy vastagságú réteget alkot. Ebben az esetben a k. eocén alatt települt mezozoikumot a geoelektromos kutatás nem különíti el (pl. BSz–15, 16 és 31 fúráson).

3. A fedőrétegsor földtani értelmezése nem okoz különösebb nehézséget. Eltekintve a felszínközeli rétegektől, az egész fedőrétegsor egyetlen geoelektromos réteggént jelentkezik, mely a triásznál fiatalabb korú kőzeteket foglalja magába. Kivétel az az eset, amikor az eocén a fekvőkőzet, ebben az esetben az eocénél fiatalabb korú rétegek alkotnak egy geoelektromos réteget.

Az aljzat mélységének pontos meghatározása geoelektromos kutatásnál elsősorban attól függ, hogy mennyire ismert az aljzatot takaró üledékösszlet (vagyis az ennek megfelelő geoelektromos réteg) anizotrópiája. Az elektromos áram – adott AB elektróda távolságnál – nem azonos mélységig hatol le. A „kutatási mélység” akkor a legnagyobb, ha az üledékösszlet izotróp, vagyis a rétegződéssel párhuzamosan ugyanaz a fajlagos ellenállása, mint erre merőlegesen. A gyakorlatban csak anizotróp üledékösszlettel van dolgunk, a réteg-



zódásra merőlegesen ugyanis mindig nagyobb a fajlagos ellenállás, mint ezzel párhuzamosan. Az anizotrópia ( $\lambda$ ) ezt az arányt fejezi ki: minél nagyobb az eltérés, annál nagyobb az anizotrópia s annál kisebb a geoelektromos kutatás mélysége azonos AB tápelektroda távolság mellett. Vertikális szondázásnál az alkalmazott kiértékelés izotróp rétegekkel számol és elméleti mélységeket ad meg; pl. meghatározza az aljzat mélységét, mely megfelel a valódi mélységnek, ha az üledékösszlet izotróp. Az így kapott *elméleti* mélységek a Bakonyban relatíve pontosak ( $\pm 5-10\%$ ), mivel az aljzat és a fedőrétegsor között nagy az ellenálláskülönbség. Az *elméleti* mélység s a *valódi* mélység közötti összefüggés — az anizotrópia — a területen azonban jelenleg még csak eléggé közelítően ismert. Egyrészt kevés az olyan fúrás, amelyen megbízható anizotrópia számítás végezhető (nem minden fúrás felel meg erre a célra), másrészt kimutatható a területen olyan jelenség, miszerint egyes területrészekben az anizotrópia számszerű értéke kis mértékben változik.

Pl. a mérésekkel egyidőben lemélyített BSz-15 és BSz-16 fúrásponton (a terület DNy-i részén) az anizotrópia  $\lambda = 1,67$ , ill.  $1,68$ . A mérések alapján telepített BSz-31, 32 és 33 fúrás a „sasbérc” DK-i oldalában van, itt  $\lambda = 1,38$ ;  $1,45$ ;  $1,52$ . A mérések befejezése után is mélyítették le a fúrásokat, ezek közül néhány felhasználható közelítő anizotrópia számításra, bár a fúrás  $0,5-1$  km távolságban van a geoelektromos mérés helyétől. Pl. a BSz-35 fúráson — a sasbérc ÉK-i részén —  $\lambda = 1,03$ . Mint látjuk, az anizotrópia DNy-on a legnagyobb és ÉK-i irányban csökken. Egyes részterületeken belül a „ $\lambda$ ” az országos átlaggal is nagyon jól egyezik, pl.  $1,67$  és  $1,68$  vagy  $1,38$ ;  $1,45$ ;  $1,52$ . Az egész területen azonban a  $\lambda$  változása nagyobb a szokásosnál. Ha az 1963. évben lemélyített fúrások eredményét is figyelembe vesszük, akkor középtérték:  $\lambda = 1,40 \pm 25\%$ . A mélységszámítás pontossága növelhető, ha nem anizotrópia középtértékkel számolunk, hanem anizotrópia területi függvénnyel, ami pl. figyelembe veszi azt a jelenséget, hogy a terület DNy-i részén az anizotrópia nagyobb, mint ÉK-en. A később végzendő méréseknél ilyen függvény aránylag egyszerűen megszerkeszthető, ha a mérendő területen a fúrásokat pontosan a mérések helyére és területileg lehetőleg egyenletesen elosztva mélyítik le. Ebben az esetben — az eddigi eredmények figyelembevételével — a mélységmeghatározás hibája  $\pm 5-15\%$ -ra csökkenthető.

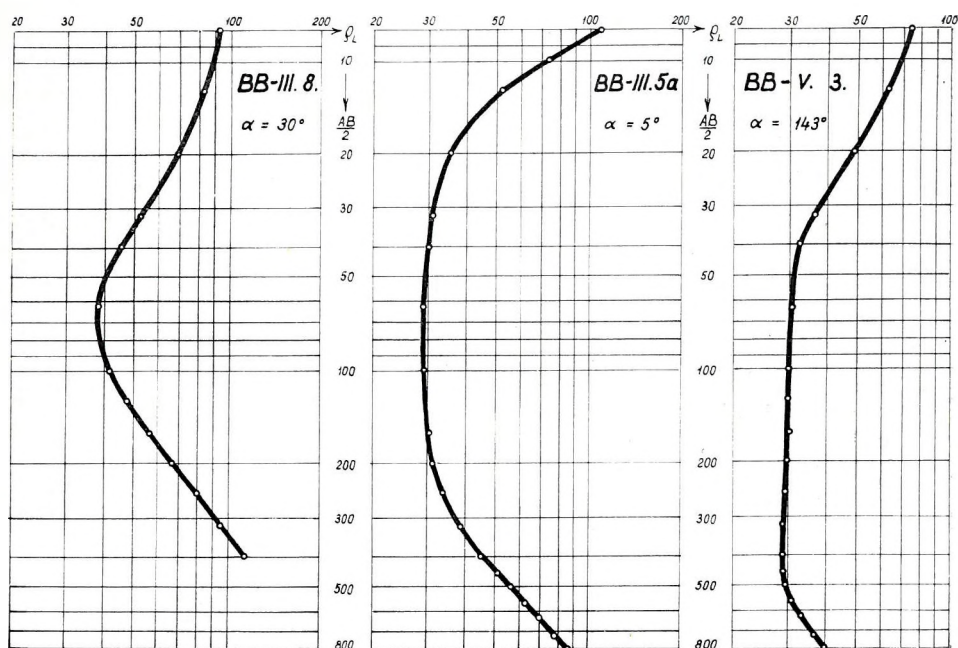
Az anizotrópia számszerű értékének megadása mellett van még néhány kisebb jelentőségű probléma is. Regionális kutatás stádiumában csak a nagyobb vetők kimutatására van lehetőség, a kisebb vetőket nem határozzuk meg. Emiatt a szondázási görbéken jelentkezhet kisebb vetőhatás, ami nem küszöbölhető ki és ez  $\lambda$  értékének meghatározásánál  $5-10\%$  hibát okoz. Pl. nagyobb vető hatása jelentkezik a BSz-30 fúráson végzett szondázásnál, a  $\lambda$  emiatt a valóságosnál nagyobb ( $1,92$ ). Ez a hatás a BSz-II szelvényen kapott szerkezetképből egyértelműen megállapítható, s ezért nem is használtuk fel középtérték számításnál. Kisebb hatások azonban nem vehetők észre, s ezek is okozhatják azt a szórást, ami pl. a BSz-31 és BSz-33 fúrás  $\lambda$  adata ( $1,38$  és  $1,52$ ) között van. A kérdés végleges megoldása csak akkor lehetséges, ha a Bakony nagyobb területein végeznek kutatást, s statisztikusan több adat áll a rendelkezésre. Nagymértékben elősegítené az anizotrópia számítás pontosabbá tételét, ha minden fúrásban rétegeellenállás meghatározásra alkalmas karottázs vizsgálatot végeznének.



Az elmondottak alapján összefoglalva a geoelektromos ellenállásmérések alkalmazási lehetőségét;

1. Regionális kutatásnál a mérések elsősorban a geoelektromos aljzat domborzatának a megadásával nyújtanak segítséget kutatófúrások telepítéséhez. A kezdeti, kísérleti mérések alapján az aljzat mélységmeghatározása csak  $\pm 25\%$  pontossággal végezhető el. Ez az érték rosszabb az országos átlagnál, s elsősorban a terület laza szerkezetű üledékes összetételének anizotrópia instabilitásából, ill. az anizotrópia meg nem határozottságából származik. A módszer rutinszerű alkalmazásánál pontosabb anizotrópia függvények szerkeszthetők, ezek segítségével a mélységmeghatározás hibája fokozatosan 5–15%-ra csökkenthető. Ez már megfelel a módszer szokásos hibalehetőségének.

2. A geoelektromos mérésekből szerkesztett kép a triász településére jellemző, ha a fedőrétegsorban nincs k.eocén mészkő. Ha ilyen betelepülés jelentkezik, akkor a geoelektromos mérések erre a szintre ugranak s az eocén mészkő mélységét adják meg. Tapasztalat szerint a geoelektromos szelvényeken jelentkező vetők a triászban is meglevő vetőket jeleznek, mivel ezek magassága lényegesen nagyobb az eocén mészkő átlagos vastagságánál. Ritkábban fordul elő, hogy a geoelektromosan kimutatott vető az eocén mészkő kiékelődését jelzi, pl. a BB–II szelvényen a BSz–30 és BSz–31 fúrás a triász közel azonos mélységben (140 m, ill. 151 m.) harántolta, az eocén mészkő



4. ábra. Bakonyban mért vertikális szondázási görbék

Фиг. 4. Кривые ВЭЗ, полученные в районе Баконь

Fig. 4. Curves of vertical sounding measured in the Bakony



viszont egészen kivékonyodott, 64 méterről 14 méterre csökkent (a BSz – 30. fúrásban 126 – 140 m, a BSz – 31 fúrásban 87 – 151 m mélységhatárok között jelentkezett.)

A 4. ábra néhány, a területen mért vertikális szondázási görbét mutat be. A BB – III 8. görbét a „sasbérc” tetőrészen, a BB – III 5 a. görbét a DK-i oldalon az E jelű szint fölött, a BB – V 3. görbét pedig egészen mélyen fekvő geoelektromos aljzat fölött mértük. A görbék lefutása is alátámasztja azt a korábbi megállapítást, miszerint a Bakonyban a geoelektromos kutatás alap-feltételei igen kedvezőek. A görbék lényegében  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_\infty$  típusúak, vagyis háromréteges variációban a legpontosabb mélységmeghatározást teszik lehetővé. A görbék lefutása közel ideális (eltekintve a vetők közelében mért görbéktől), ami lehetővé teszi, hogy különböző analitikus értékelő eljárásokat minden közelítés nélkül alkalmazzunk.

## II. Részletes geofizikai kutatás Fenyőfő környékén

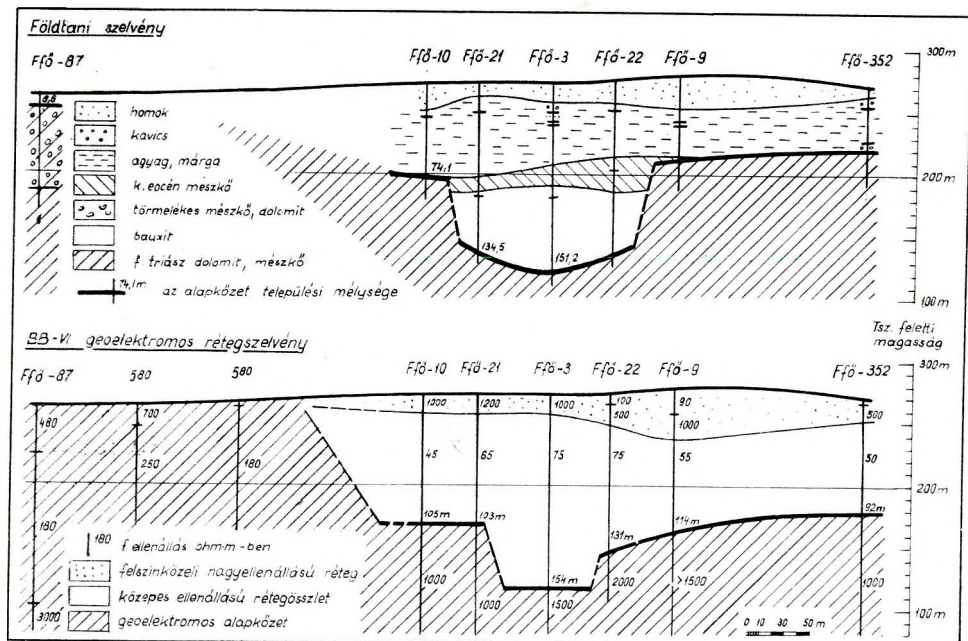
A kutatott terület, nagyságát és a ráfordított időt tekintve (alig két hét), az előbbihez képest lényegesen kisebb méretű, de a jövő lehetőségeinek szempontjából legalább olyan jelentős. A kutatás Fenyőfő községtől ÉK-re folyt, kismélységű bauxitelfordulások fölött. Ezek a népgazdasági szempontból is jelentős telepek a felszínközelben fekvő triász korú dolomit kiskiterjedésű árkaiban (töbreiben) helyezkednek el. A méréseket ismert, fúrásokkal feltárt területen végeztük, annak eldöntésére, kimutatható-e geoelektromos mérésekkel az ilyen előfordulás, felhasználva a dolomitnak, mint geoelektromos aljzatnak az ároknál fellépő szintváltozását.

A kísérleti szelvény 50 m széles árkot harántolt, mely közepén 80 – 90 m mély, és 60 m vastag produktív kőzetet tartalmaz. A szelvény – fúrások alapján – szerkesztett földtani képét az 5. ábra mutatja be. Alatta a geoelektromos szelvény látható. Ha a két szelvényt összehasonlítjuk egymással, a bemélyedések alakja eltérőnek mutatkozik, de az árok helye és a legnagyobb bemélyedés a geoelektromos és a földtani szelvényen megegyezik.

Mielőtt a geoelektromos eredményekkel részletesebben foglalkoznánk, célszerű néhány módszertani megfontolást tenni. Vertikális szondázásnál a kutatott rétegösszetletnek több feltételt kell kielégítenie ahhoz, hogy a szondázás matematikai és fizikai összefüggései helytállóak legyenek. Az ún. „ideális geoelektromos modellnél”

1. a terepfelszín vízszintes síklap,
2. a rétegek vízszintes településűek, határfületeik síklapot alkotnak,
3. a rétegek vízszintes irányban végtelen kiterjedésűek,
4. a rétegek izotrópok vagy olyan állandó jellegű anizotrópiával rendelkeznek, ahol az anizotrópiavektor párhuzamos a rétegződéssel.

A gyakorlatban ezek a feltételek soha sem teljesülnek, bizonyos eltéréseket azonban a módszer megenged. Pl. AMNB elektróda elrendezésnél a szondázási görbét még a 30°-os dőlés sem torzítja lényegesen, s így az nem befolyásolja a mélységmeghatározás pontosságát. Fenyőfőn a felsorolt négy feltétel közül különösen a rétegek kis vízszintes irányú kiterjedése okozott problémát.



5. ábra. A fenyőfői BB-VI földtani és geoelektromos szelvény

Фиг. 5. Геологический и геоэлектрический разрезы по профилю Фенёфё BB-VI

Fig. 5. Geologic and geoelectric section BB-VI of Fenyőfő

Az 50 m szélességű árok kimutatásához  $AB_{\max} = 800$  m-es szondázás szükséges, vagyis a bauxitréteg vízszintes kiterjedése közelítően sem elégíti ki a 3. pontban megadott feltételt. Ez a szondázási görbék lényeges torzulását okozza, ezért a szondázás – különösen az árok szélén – a valóságtól eltérő mélységadatokat ad. Az árok szélét – kutatásaink szemszögéből – korlátozott kiterjedésű vetőnek tekinthetjük. Mivel az árok kiterjedése a szelvényre merőlegesen sem sokkal nagyobb 50 méternél, szondázásnál a mérések hatókörzetében több vető is húzódik, melyeknek együttes hatása jelentkezik a görbén. Ez okozza, hogy a Ffő-21. fúráson a geoelektromos mérés a fúrásénál lényegesen kisebb triász mélységet ad meg, a Ffő-9. fúráson viszont nagyobb a mélység. Ugyanakkor az árok középpontjában a fúrás és a szondázás jó megegyezéssel adta a triász-dolomit mélységet:

fúrás	151,2 m
szondázás:	154,9 m

A megegyezésnek ismét csak módszertani oka van. Amennyiben gyakorlatilag  $\infty$  ellenállású kőzet alkot vetőt és a fennmaradt szakaszon mérünk, a görbén igen nagy torzulás jelentkezik. Az áram ilyenkor ugyanis nem a szigetelő kőzetbe hatol, hanem a levetett rész jól vezető rétegében oldalirányban vezetődik el. Amennyiben viszont a levetett rész – tehát a kis ellenállású réteg –



fölött mérünk, akkor az áram nem vezetődik el az oldalt levő szigetelő kőzetbe, hanem aránylag torzulásmentes áramtér alakul ki a jól vezető rétegben, annak ellenére, hogy ennek kiterjedése vízszintes irányban igen kicsi. A Ffő-3. fúráson kapott jó mélységmegegyezés ennek következménye.

Térjünk rá ezek után a geoelektromos szelvény vizsgálatára. A szelvényen két geoelektromos réteg különböztethető meg, ha eltekintünk a földtani szempontból jelentéktelen felszínközeli (90–1000 ohmm ellenállású) rétegtől. A geoelektromos aljzat 1000–3000 ohmm ellenállású, a fedőösszlet ellenállása 45–70 ohmm. Kedvező körülmény, hogy az aljzat minden esetben a triásszal azonosítható. Bár az ároknál – kb. a fennmaradt triász szintjében – a földtani rétegsor k.eocén mészkövet jelez, ez nem alkot árnyékoló szintet. Kis vastagsága és mállottsága miatt nem jelentkezik önálló geoelektromos réteggént, hanem a szarmata márgával és kréta bauxittal együttesen egy réteget alkot, megnövelve annak ellenállását 45–50 ohmm-ről 65–70 ohmm-re.

Azokon a helyeken, ahol a triász felszínközelen települ, maga a dolomit geoelektromosan két vagy több rétegre különül. Felszínközelen a dolomit ellenállása lényegesen kisebb, mint mélyebben. Pl. a Ffő-87. fúráson a dolomit ellenállása kis mélységben 180 ohmm, mélyebben 3000 ohmm. Ez a jelenség a geoelektromos kutatásnál gyakori. Úgynevezett „geoelektromos mállásról” van szó; felszíni hatásokra (csapadékvíz beszívargása, hőmérsékletváltozás okozta repedezettség stb.) a kismélységben fekvő dolomit ellenállása lecsökken. A földtani értelmezést ez a jelenség nem befolyásolja, mivel a 180–250 ohmm-es felszínközeli dolomit ellenállása alapján jól elkülöníthető a közepes ellenállású (45–75 ohmm-es) bauxit összlettől.

*Összefoglalva az elmondottakat:* a geoelektromos ellenállásmérések alkalmasak kismélységű bauxittelek kutatására, azzal a feltevéssel, hogy a kutatás kijelöli a triász bemélyedések helyét, elsősorban azok középső részét, de nem vállalkozik a bauxit jelenlétének, ill. a bemélyedés kiterjedésének pontosabb meghatározására. Ez a fúrás feladata.

ЭРКЕЛ – ХОБОТ – САБАДВАРИ

## О ПРОСЛЕЖИВАНИИ ОСНОВАНИЯ БАСЕЙНА В РАЙОНЕ ЮЖНОГО ЗАДУНАЯ КОМПЛЕКСНЫМ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ РАЗВЕДКИ

В работе подробно описываются работы, проведенные в Южном Задунае методом теллурических токов и дипольно-экваториальные зондирования (ДЭЗ), выполненные в области аномалий, выявленных методом ТТ. Дается детальная характеристика результатов геоэлектрических работ, полученных для северного и южного участков основания бассейна. Анализируются методы, при помощи которых по теллурическим картам, после введения в них соответствующих поправок, можно строить карту глубин. Приведенная карта мощностей осадочных отложений составлена в основном по данным ДЭЗ и она отображает изменение глубины залегания фундамента с точностью до  $\pm 10\%$ . В работе подчеркивается возможность и эффективность применения комплексных геоэлектрических работ для получения данных о глубинах.

A. ERKEL – J. HOBOT – L. SZABADVÁRY

## COMPLEX GEOELECTRIC BASIN-FLOOR EXPLORATION IN SOUTH- TRANS-DANUBIA

The paper contains a comprehensive description of the telluric measurements in South-Transdanubia and of the dipole-equatorial (DE) soundings carried out on the isoareal anomalies. The geoelectric results obtained in the N and S parts of the basin are analysed in details. The methods of preparing depthmaps from telluric isoarea maps are thoroughly discussed including the necessary corrections involved. The presented map of the sedimental thickness is based mainly upon DE sounding. It represents the depth of the basin-floor within a range of error of  $\pm 10\%$ . The attention is called to the fact, that the application of complex geoelectric measurements offers a rather reliable way for basin-floor investigations.

A. ERKEL – J. HOBOT – L. SZABADVÁRY

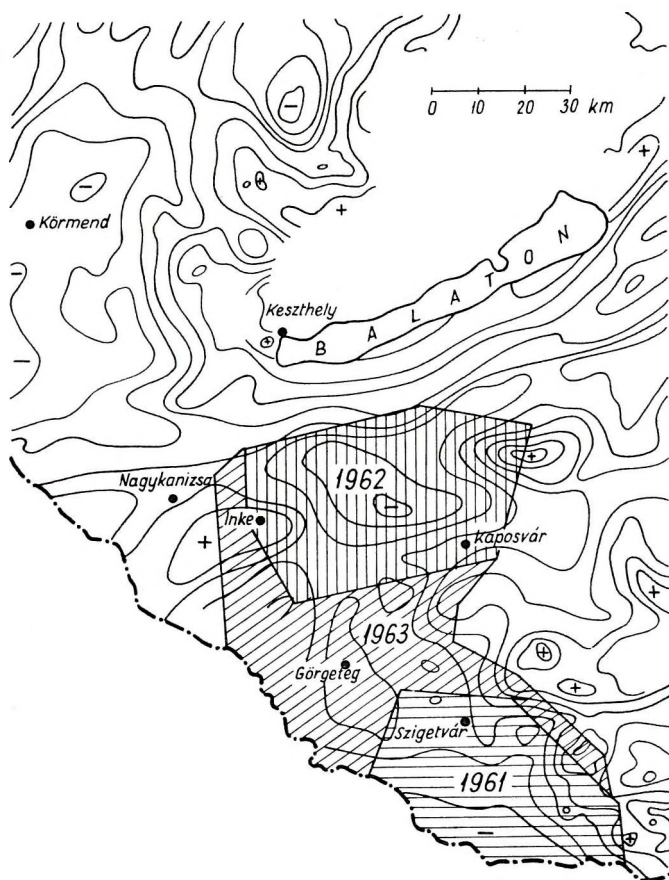
## KOMPLEX GEOELEKTROMOS MEDENCEKUTATÓ MÉRÉSEK DÉL-DUNÁNTÚL TERÜLETÉN

### 1. A feladat és a mérési terület ismertetése

A M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet V/2 tellurikus csoportja az Országos Kőolaj- és Földgázipari Tröszt megbízásából 1961–62–63-ban végezte méréseit a Dél-Dunántúlon. A mérési területet Harkány – Szentlőrinc – Kaposvár – Igal – Buzsák – Inke – Csurgó vonala és a Dráva folyó határolja. Az egész terület kiterjedése kb. 4500 km<sup>2</sup>. A három év során mintegy 1500 ponton végeztünk tellurikus méréseket, szelvények mentén, amelyeknek összhosszúsága meghaladja a 2000 km-t.

A mérések célja, hogy a megadott területen kiegészítő adatot szolgáltatasson a helyenként vastag, laza, fiatal fedőüledékekkel takart alaphegység (elektromosan a  $\rho$  = végtelen szint) morfológiájának megismeréséhez. Távlatos cél a tellurikus eredmények DE szondázások adataival való korrekciója és üledék-vastagság térkép szerkesztése, majd a komplex geoelektromos mérésanyagoknak és más földtani és geofizikai kutatásoknak együttes értelmezése, amely a medencealjzat lefutásáról a lehető legpontosabb képet adja.

A dunántúli tellurikus mérések az ország oly részén történtek, ahol a medencealjról kevés adatunk van. Az első megbízható mélységet a kaposfői mélyfúrás szolgáltatotta. A szénhidrogén kutatásának fejlődésével egyre több fúrás mélyült és azokból – ha nem is az egész területre vonatkozóan – már sok olyan adatot ismertünk meg, amelyek a mi kutatásainknál is támpontul



1. ábra. A mérési terület helyszínrajza

Фиг. 1. План района работ

Fig. 1. Plan of the area of the exploration

szolgálnak. Különösen jelentősek számunkra azok a fúrások, amelyek elérték a kristályos alaphegységet. A geoelektromos mérések ellenőrzése és értelmezése során felhasználtuk a Babócsa, Heresznye, Vízvár, Szulok, Tarany, Szentakörnyéki, valamint a kaposfői, szigetvári, tésenyi, okorági fúrások földtani szelvényét.

A felsorolt fúrások rétegszelvényei szerint a kutatási terület déli, délkeleti és középső részén paleozoós kristályos alaphegység várható. A terület keleti részén a mélyben gránit is lehetséges, sőt ennek közelében esetleg perm összlet is. A paleozoós kristályos pala gyűrt szerkezetű, felszíne erősen lepusztult és törmelékkel fedett. A mezozoikum megjelenése a terület középső, nyugati, de főleg az északi részén várható. A paleogén előfordulás a fúrásokból nem ismert, bár a kutatási terület északi részén lehetséges. A miocén közvetlenül a paleozoós alaphegységre diszkordánsan települt tengeri eredetű képződmény, helyenként, főleg a helvétben, vulkáni nyomokkal. Az alsó pannon az egész területre jellemző, 300–1500 m vastag, ellenállása 5–15 ohmm között várható. A felső pannon takaró 800–1200 m vastagságban mindenütt megvan, s az enyhe dőlésű rétegek az alaphegység domborzatát nem követik.

Morfológiai szempontból a kutatási területet Vadász két nagy medencére osztja. A délsomogi medencerész aljzata feltehetően merev, paleozoós kristályos kőzet, míg az északi medence aljzata a mezozoikumban alakulhatott ki. A kristályos alaphegységre nagy tömegben vastag, mezozoós és paleogén üledékek rakódtak. Az utóbbiak rátalolódása a merev aljzatra lehetséges. Mindkét medencében az üledékek szerkezete az epirokinetikus mozgásból eredő rétegheléses alakzatot mutatja. A fiatal harmadkori medence aljzatát a továbbiakban medencealjzatnak, a fiatal harmadkori összletet pedig a rövidség kedvéért üledéknek nevezzük, nem tévesztve szem elől, hogy a medencealjzat csak részben kristályos alaphegység, részben mezozoós üledékes kőzetek alkotják.

## 2. A mérések végrehajtása és kiértékelése

A méréseket évenként hat hónapos terepi időszak alatt végeztük, kétműszeres csoporttal. A 3 évi mérések eredményét egyetlen főbázisra (B–II/1962 Mezőcsokonya) számoltuk át.

A regisztrátumokat elsősorban a relatív ellipszis és a totális változások módszerével értékeltük ki. A két módszerrel számított „A” értékek  $\pm 3-5\%$ -os megegyezést mutattak. A mérési anyag feldolgozása során a 20–50 s-os változásokat használtuk fel, de számításaink szerint még ebben az intervallumban is változik az áramok behatolási mélysége. Határesetben a 20 s-os és 50 s-os pulzációkból számított „A” érték ugyanazon ponton 10–15%-os eltérést mutat, ami felhívja a figyelmet a kiértékelési frekvencia-intervallum szűkítésére, ha a mélységmeghatározás pontosságát növelni akarjuk.

Az izoarea értékek pontosságát három felszíni tényező alakította ki:

1. Ahol a felszínt kis fajlagos ellenállású agyagos, homokos talaj fedi, s az aljzatban kis horizontális távolságon belül nincs nagy szintváltozás. Ilyen a mérési területnek kb. a fele.



2. Kedvezőtlen felszíni viszonyok (homok, futóhomok) miatt a talajra helyezett elektróda átmeneti ellenállása 5–10 kohm-ot is elér. Ilyen pl. a Heresznye – Vízvár vonalától ÉNy-ra kb. 12 km széles erdővel borított sáv talaja.

3. Módszertanilag kevésbé megbízható az olyan észlelés, amikor a megfelelő komponensek közt fázistolás ( $10^\circ - 20^\circ$ ) lép fel. Az ilyen felvételek kiértékelése még ma sem oldható meg egyértelműen. Ilyenkor, ha a fázistolást nem vesszük figyelembe, a kiértékelés kb.  $\pm 15 - 20\%$ -os hibával terhelt.

### 3. Az izoarea térkép

Az egyesített izoarca térképet a három évi kutatási eredményekből egyetlen pontra, a Mezőcsokonya mellett telepített (B – II/1962) bázisállomásra számítva szerkesztettük meg. A térképen a kutatási területet szembetűnően választja ketté egy közel K – Ny-i csapású maximum vonulat, amely Ny-i irányban fokozatosan, egyenletesen mélyülő gerincet képez. Ettől É-ra található, a nagy törésekre utaló inkei és a nyugodtabb lefutású Nemesdéd környéki izoarea maximum. Az északsomogyi medence jellegét a fenti gerinccel közel azonos csapású minimumzóna határozza meg, amely Mezőcsokonyán (B – II/1962) húzódik keresztül. Az igali gravitációs maximum térségében szintén egy záródó area maximum van.

A délsomogyi medencében az izoarea vonalak lefutása szinte kivétel nélkül ÉNy-i csapásirányra mutat. A szigetvári emelt helyzetű gerincet északi és déli oldalán egy-egy hasonló csapású minimumzóna fogja közre. Délen a Dráva mentén egy nagymélységű, s több kisebb zárt maximumsor látható Sellye, Barcs, Babócsa, Heresznye, Szentágotfalva vonalában. A déli rész monoton változását a magyarmecskei nagy K – Ny-i csapású izoarea-minimum területe zavarja meg, amelynek kiterjedését az elmúlt évben végzett mérések részben tisztázták.

### 4. DE szondázások

A tellurikus izoarea térkép csak kedvező földtani viszonyok esetében követi az aljzat morfológiáját. Így a térkép ismertetésénél felsorolt anomáliákat éppenúgy létrehozhatták a fiatal üledékösszet vezetőképségeinek, vagy az aljzat ellenállásának lokális változásai, mint utóbbi felszínének változása. Ahhoz, hogy a tellurikus mérések valóban az aljzat domborzatát tükrözzék, feltétlenül szükséges a tellurikus anomáliákat létrehozó okok más irányú megvizsgálása is. A fentiek figyelembevételével az izoarea térkép azon részein, melyek domborzati változást sejtetnek, DE szondázást hajtottunk végre a terület 15 pontján. A DE szondázásokkal szemben támasztott követelmények:

1. A medencealjzat ellenállásának és mélységének meghatározása.
2. A fiatal üledékes rétegsor vízszintes eredő fajlagos ellenállásának ( $q_a$ ) – mint a tellurikus korrekciós tényezőnek – számszerű megadása.



2. ábra. Egyesített izoarea-térkép

1. izoarea-vonalak; - 2. mélyfúrások; - 3. bázisállomás; - 4. DE szondázási pontok.

Фиг. 2. Сводная карта линий, связывающих пункты с одинаковой площадью эллипсов

1. линии связывающие пункты с одинаковой площадью эллипсов - 2. глубокие скважины - 3. пункт базисной станции - 4. пункты ДЭЗ

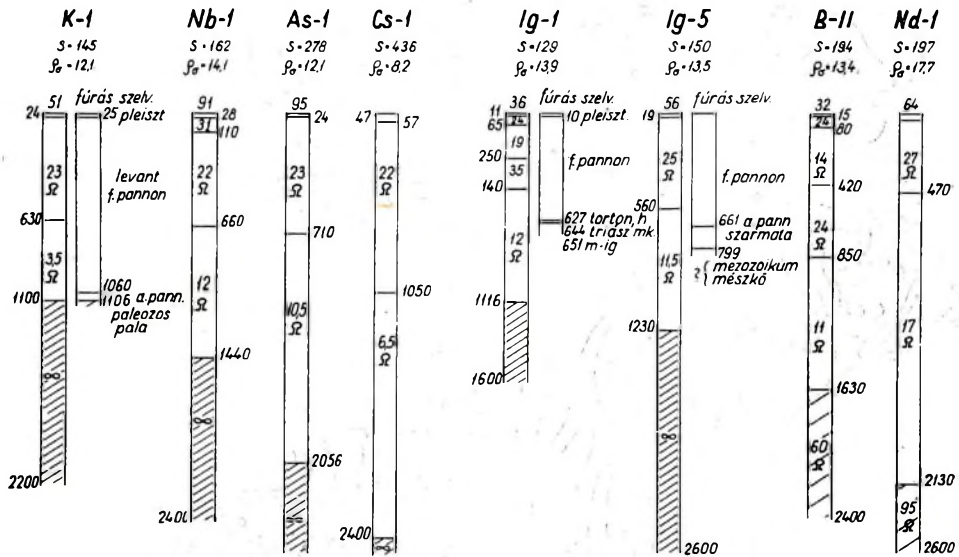
Fig. 2. Combined isoareal map

1. Isoareal lines. - 2. Deep-drillings. - 3. Base station. - 4. Stations of the DE sounding.

A DE szondázások adatait az I. táblázatban foglaltuk össze. A szondázások eredménye az alábbi tények felderítésében jelentős:

1. Megállapította, hogy a terület nagy részén a medencealjzat ellenállása a fedőüledék ellenállásához képest gyakorlatilag végtelen, ezért a tellurikus

kutatás alapfeltételei biztosítottak. Kivétel ezalól a nemesdédi és a mezőcsonyai pont, ahol a medencealjzat tellurikusan meghatározott mélységében 95, ill. 60 ohmm-es fajlagos ellenállású kőzet jelentkezett.



3. ábra. DE geoelektromos rétegszelvények

Фиг. 3. Геоэлектрические разрезы по данным ДЭЗ

Fig. 3. DE geoelectric sections

2. A fiatal üledékes rétegsor eredő fajlagos ellenállásának ( $\varrho_{\sigma}$ ) területi középértéke  $13,2 \text{ ohmm} \pm 4\%$ . Ennek értékét döntő mértékben az alaphegységre közvetlenül települt nagyvastagságú vezérréteg ellenállása határozza meg. Az eredő fajlagos ellenállás a terület nagy részén csak kis mértékben változik, ami azt jelenti, hogy e helyeken az izoarea anomáliakép a medencealjzat szint-változását tükrözi.

3. A tellurikus értékeket  $\varrho_{\sigma}$  jelentős változás esetében

$$A_{\sigma} = A_0 \frac{\varrho_{\sigma M}}{\varrho_{\sigma 0}}$$

képlettel helyesbítjük. A képletben  $\varrho_{\sigma M}$  a kérdéses pont eredő fajlagos ellenállása,  $\varrho_{\sigma 0}$  a területi átlag,  $A_{\sigma}$  pedig a korrigált area érték. Ezt a korrekciót a mérési terület két pontján, Nemesdédén és Csökölyön alkalmaztuk. Az előbbinél  $\varrho_{\sigma}$  értéke a területi átlaghoz képest 34%-os növekedést, utóbbinál 41%-os csökkenést mutat. Az elvégzett számítások azt mutatják, hogy a nemesdédi izoarea maximumot, illetve a csökölyi minimumot lényegében nem a medencealjzat emelkedése, illetve süllyedése okozta, hanem az teljes egészében az.

üledékösszlet eredő fajlagos ellenállásának megváltozásával hozható kapcsolatba. A korrekció jelentős mértékű. Igen megnyugtató a két független mérésből (DE szondázás és tellurikus) számított mélységértékek jó egyezése.

I. táblázat

**FÚRÁSI MÉLYSÉGEK, DE SZONDÁZÁSI ADATOK ÉS TELLURIKUS MÉLYSÉGEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA**

Pont	HF	HDE	HT	$\Delta H\%$	$\sigma$
Ka - 1	1116	1100	1030	6,4	11,8
Nb - 1	—	1470	1390	5,0	14,0
As - 1	—	2055	2000	3,0	12,1
Sz - 4	—	1320	1200	9,6	13,1
Cs - 1	—	2520	4300+ 2570++	71,0+ 2,5++	7,8
Nd - 1	—	2190	1710+ 2220++	22,0+ 1,5+	17,7
B - II(1962)	—	—	2950	—	—
Ig - 1	644	1117	1300+ 1150—	15,0+ 3,4—	13,9
Ig - 5	799	1278	1800+ 1410—	29,0+ 10,0—	13,5
K - 2	1820	1832	2080	14,5	10,6
B - I(1961)	—	1910	2200	15,2	11,9
Sz - 1	617	—	654	5,6	—
Sz - 2	—	2100+++	—	—	13,1
Sz - 3	—	2580+++	—	—	13,1
Sz - 5	—	—	—	—	—

+ Mélység a mért area (A) érték alapján számolva.

++ Mélység a korrigált area (A) érték alapján számolva.

+++ Átlaganizotrópia ( $\lambda$ ) ismeretének hiányában csak tájékoztató adat.

— DE mélységhez korrigált adat.

4. Külön kell tárgyalnunk az igali pontokat (Ig - 1, Ig - 5), ahol három különböző adatunk van. A fúrási, a mélyszondázási és a tellurikus mérések-ből meghatározott medencealjzatmélység. Tényként fogadható el, hogy az elektromos adatok közel kétszer akkora mélységet jeleznek, mint a fúrás. A  $\sigma$  értéke viszont nem indokolja a két módszer eredménye közti nagy %-os eltérést.

5. A magyarmecskei izoarea-minimum területén végzett mélyszondázások eredményei egyrészt igazolták a tellurikus mérések azon feltevését, hogy a térségben nagymérvű (tektonikai) leszakadás van, másrészt új adatokat szolgáltatva, a terület egész földtani értelmezését is megváltoztatják.

A fentiekből és az I. táblázat adataiból látható, hogy a komplex geoelektromos módszer igen megbízható mélységadatot szolgáltat a medencealjzat mélységéről. A DE szondázás alkalmazásával a tellurikus mérések értelmezésének „kétértékűsége” lényegében megszűnik.



## 5. Mélységszámítás és az üledékvastagság térkép szerkesztése

A fúrások karottázsszelvénye és a DE szondázások adatai szerint a mérési terület nagy részén gyakorlatilag végtelen ellenállású medencealjzat van, amely a tellurikus kutatás számára ideális feltételeket biztosít. Ezt figyelembe véve, a tellurikus mérések alapján az üledékvastagság-térkép megszerkesztésére több lehetőség kínálkozik:

1. A fúráspontokon mért „A” értékekből egyenként visszaszámítjuk a bázispont ( $H_B$ ) mélységet. Előfordul, hogy ezek a mélységek kis hibahatáron belül megegyeznek, vagy jóllehet területenként különböznek, egymás közt megegyező értéket adnak, vagy teljesen szórt értéket kapunk (utóbbi esetben ez a módszer nem használható). A mezőcsokonyai bázisra 2950 m  $\pm 5,8\%$  mélységet kaptunk. A fenti módon meghatározott és egyes pontra visszaszámolt mélységadatokat a II. táblázat  $H_{TL}$  oszlopa tartalmazza.

II. táblázat

### LINEÁRIS ÉS AZ A/H FÜGGVÉNYBŐL SZÁMÍTOTT MÉLYSÉGEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA

Fúrás	HF	HTL	$\Delta H\%$	HT1	$\Delta H\%$	HT2	$\Delta H\%$
Na - 1	1106	1011	- 9,4	1030	- 6,3	1062	- 4,0
Nkó - 1	2604	2762	+ 6,1	2750	+ 5,7	2958	+ 13,5
Ok - 1	1087	1011	- 7,5	1030	- 4,9	1062	- 2,9
Ok - 2	1357	1369	+ 0,9	1390	+ 2,4	1449	+ 4,4
Szi - 1	617	654	+ 6,2	670	+ 8,6	708	+ 14,6
Szu - 2a	2505	2823	+ 12,8	2825	+ 12,8	3048	+ 21,5
Szu - 3	2680	2762	+ 3,1	2750	+ 2,6	2958	+ 10,4
GB - 1	2009	2021	+ 0,6	2042	+ 1,6	2158	+ 7,6
GB - 2	2170	2380	+ 9,6	2382	+ 9,8	2547	+ 19,1
GB - 4	2079	2141	+ 2,9	2148	+ 3,1	2286	+ 10,1
GB - 8	1968	1994	+ 1,5	2004	+ 1,7	2080	+ 5,3
He - 1	2616	2409	- 7,8	2421	- 7,5	2588	- 1,0
Viz - 3	2515	2320	- 8,0	2323	- 7,9	2489	- 1,1
Sz - 2	2680	2468	- 7,8	2483	- 7,5	2655	- 0,9
Ri - 2	2480	2500	+ 0,9	2506	+ 1,0	2679	+ 8,4

$$\Delta H\% \pm 5,2\% \quad \Delta H\% \pm 5,5\% \quad \Delta H\% \pm 8,2\%$$

$H_F$  = fúrásban a medencealjzat mélysége

$H_{TL}$  = lineáris arányossággal számolt mélység

$H_T$  = az A-H függvény két szélső értékével számolt mélység

$\Delta H\%$  = a százalékos mélységeltérések

2. Korábban végzett számítások alapján megállapítottuk, hogy az area és a mélység közti kapcsolatot a

$$\log H = \frac{\log a - \log A}{b}$$

alakú függvény fejezi ki. Az egyenletben

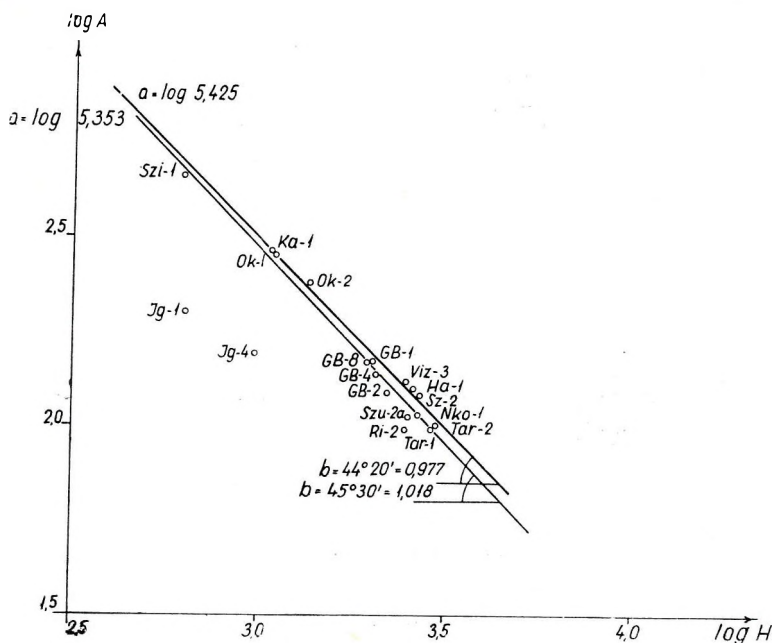
$H$  = a meghatározandó mélység,

$a$  = az egységnyi üledékvastagság felett mért potenciál-gradiens értéke,

$A$  = a mérési pontra vonatkozó izoarea érték,

$b$  = struktúra koefficiens, mely tapasztalati adatok szerint  $1 > b > 1$  (az előbbi pontnál azt a határesetet alkalmaztuk amikor  $b = 1$ ).

Az  $a$ - és  $b$ -re mérési adatokból középértéket határoztunk meg. Esetünkben  $\log a = 5,425$  és  $b = 1,018$ , valamint  $\log a = 5,355$  és  $b = 0,977$ -re számoltuk ki mélységadatainkat (II. táblázat,  $H_{T1}$  és  $H_{T2}$  oszlopok). Mint látható, az eltérés középértéke 10% alatt van, ami – figyelembevéve az összes hibalehetőségeket – igen jó eredménynek mondható.



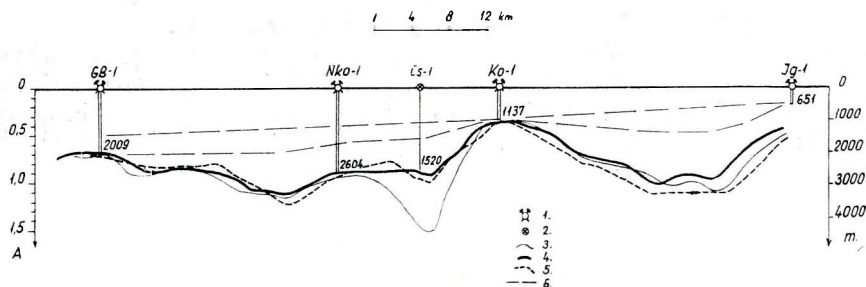
4. ábra.  $A - H$  függvény

Фиг. 4. График зависимости величины  $A$  от  $H$

Fig. 4. Function  $A - H$

3. A harmadik rendelkezésünkre álló módszer lényege a következő. Feltételezzük, hogy az áramok teljes egészükben valamely meghatározott szelvény mentén folynak. Ekkor a felszínen észlelt potenciálgradiens csak a szelvény méretváltozásaitól függ. A potenciál változásaiból kiszámíthatjuk (Baranov-módszer) az áramvonalak lefutását, amelyek mindegyike egy lehetséges aljzatdomborzati változásnak felel meg. Ha a szelvény valamely pontján ismerjük a medencealjzat mélységét, az egész szelvényre érvényes, numerikusan meghatározott mélységet adhatunk meg. Egy ilyen szelvényt mutatunk be, amely Babócsa – Kaposfő – Igal izoarea maximumait harántolja. Az „A”

szelvényt Csököly környékén DE szondázás alapján korrigáltuk. Mint látható (5. ábra), ez a módszer is, a fúrásokkal ellenőrzött pontokon jó eredményt adott.



5. ábra. Szelvény GB-1, Ka-1, Ig-1 fúrások között

1. fúrások; — 2. DE szondázási pontok; — 3. tellurikus area-szint; — 4. korrigált tellurikus alapkőzet-szint; — 5. Baranov-módszerrel számított alapkőzet-szint; — 6. alsó- és felső pannon feltételezett határa.

Фиг. 5. Разрез через скважины GB-1, Ka-1, Ig-1

1. скважины — 2. пункты ДЭЗ — 3. горизонт по линиям, связывающим точки с одинаковой площадью эллипсов — 4. Горизонт, соответствующий фундаменту по данным метода ТТ после введения поправок — 5. горизонт, соответствующий фундаменту, построенный по методу Баранова — 6. Предполагаемая граница между нижним и верхним панноном

Fig. 5. Section between holes BG-1, — Ka-1, — Ig-1

3. Deep-drillings. — 2. Stations of the DE sounding. — 3. Telluric area horizon. — 4. Improved telluric basin floor. — 5. Basin floor computed after Baranov. — 6. Assumed boundary of the Lower and Upper Pannonian.

A tellurikus mélységszámítási módszerek — bár a kutatási terület nagy részén kedvező eredményeket adnak — a jövőben nem lehetnek a mélységszámítás kizárólagos alapjai, mert fúrás hiányában nincs lehetőség annak megállapítására, hogy hol és milyen földtani ok következtében változik az üledék vagy a medencealjzat ellenállása. Ezekre a kérdésekre a DE szondázások adnak választ, amelyek a tellurikus mérésekkel együtt a földtani célú geofizikai kutatás komplex geoelektromos módszerét jelentik.

## 6. Az eredmények értelmezése

A komplex geoelektromos mérések értelmezését a fentiek figyelembevételével úgy tudjuk elvégezni, ha a mérések alapján üledékvastagság-térképet szerkesztünk. Az üledékvastagság-térkép szerkesztését az alábbiak teszik lehetővé:

a) a mérések alapján megállapítható, hogy a terület déli részén lemélyített fúrások és a tellurikus mélységszámítás adatai között kicsi (10%-on aluli) az eltérés (lásd II. táblázat). Ez igazolja az értelmezés azon hipotézisét, hogy a fúrások területén belül az üledék eredő fajlagos ellenállása közel állandó, Csököly és Nemesdéd kivételével, amint ezt a DE szondázás kimutatta.

b) A terület északi részén végzett mélyszondázások lehetővé teszik a tellurikus area értékek korrekcióját. Hangsúlyozni kell, hogy ahol DE szondázás nem történt, ott üledékvastagság térképünk adatai csak annyiban helyesek, amennyiben a fenti feltevésünk helyes volt.

Meg kell jegyezni, hogy az üledékvastagság-térkép helyességét a fentiekén kívül több tényező befolyásolhatja.

c) A mérések pontossága kedvező felszíni és mélybeli viszonyok esetében is  $\pm 5 - 8\%$ .

d) A tellurikus kiértékelésnél nem vettük figyelembe a frekvenciaváltozást, amely a gyakori 20–50 s-os változásoknál „A” értékében – kiértékelési hibáktól független – 10% körüli hibát jelenthet.

e) Ahol az aljzat domborzata erősen tagolt, az áramtér nem homogén (a struktúra koefficiens  $1 \gg b \gg 1$ ); ennek folytán az ismertetett mélységszámítási eljárások pontossága a szerkezetek környékén csökken.

f) A DE szondázás anizotrópia koefficiense ( $\lambda = 1,6$ ) esetleg változhat, bár a mellékelt üledékvastagság-térképnek a terület ismert földtani adataival való jó egyezése nem lehet sem véletlen, sem szubjektív értelmezés eredménye, ugyanis, a mérések után lemélyített Ok – 1, Ok – 2, Nkó – 1 fúrások mélységadata, az alkalmazott „ $\lambda$ ” számszerű helyességét igazolja.

A geoelektromos kutatás alapfeltételei viszont kétséget kizáróan kedvezőek, mert:

g) A terület fedő rétegsora nyugodt településű, homogén összetételű, laza üledékből áll,

h) a többi tercier képződmény ellenállása hasonló, vastagsága pedig elenyésző a pannon üledékhez képest,

i) a medencealjzat ellenállása nagy területen végtelennek tekinthető, s ez a fentiekkel együttesen igen jó kutatási feltételeket biztosít.

Az előbbieken alapján a mérések értelmezését arra alapozva végezzük, hogy hipotézisünk a fúrási adatok extrapolációjából kiindulva helyes és ahol DE szondázás volt, ott a tellurikus értékeket korrigáltuk. A szerkesztett üledékvastagság-térképet így hibaszázalékon belül helyesnek fogadjuk el. A területet délről észak felé haladva vizsgáljuk meg (üledékvastagság-térkép).

A Magyarmecske környékén végzett TE mérések mérés technikai, kiértékelési, általában módszertani vonatkozásban külön problémát jelentenek. A TE mérések során a K-i irányban egyenletesen emelkedő aljzatban egy nagymérvű beszakadás jelentkezett. Erre utal az „A” értékek gyors csökkenése, az egyes komponensek nagy fázistolása. Feltevésünket az 1962-es Sz – 2, Sz – 3 és Sz – 5 jelű DE szelvény igazolta, amelyet a minimum tengelyében telepítettünk. A DE szondázási szelvény megbízhatóságát viszont az Sz – 4 ponthoz közeleső Ok – 2 fúrás 1357 m-ben elért ópaleozoós szintje igazolta.

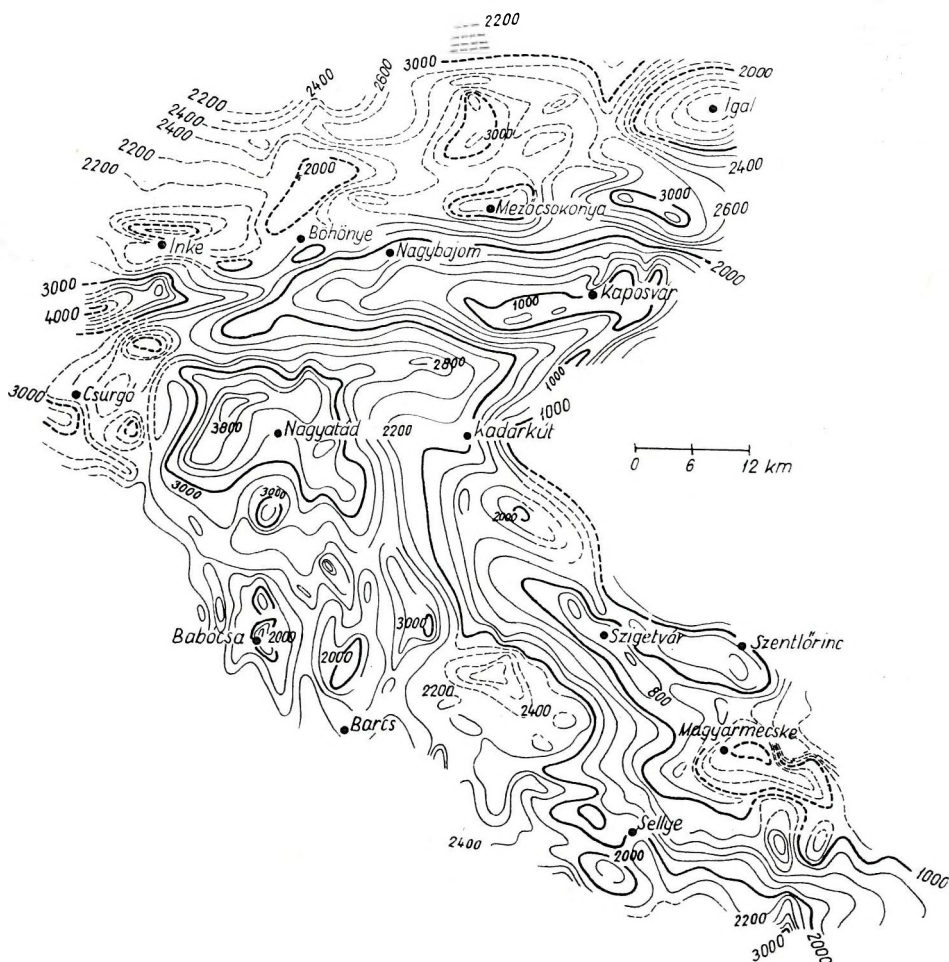
Szigetvár környékén a tellurikus mérések a Szi – 1 fúrástól északnyugati irányban elnyúló maximumot mutatnak, amely feltehetően a fúrásban megütött paleozoikum hasonló mélységű gerincét jelenti.

Kálmáncsa – Bűrös környéke a szigetvári gerinctől délnyugati irányban helyezkedik el, egy hasonló csapású, lényegében minimum-zóna tengelyében. A K – 2 (Kálmáncsa) és a B – II/1961 (Bűrös) jelű pontokon kísérleti DE szondázást hajtottunk végre. Ezek eredménye (I. táblázat) a  $q_s$  értékének csökkenését jelzi. Ennek ellenére az „A” értékeket nem korrigáltuk (szaggatott vonallal kihúzott izohipszák!) mivel feltételezzük, hogy a  $q_s$  legnagyobb változása a minimum-zóna közepére esik. Ennek eldöntésére DE szondázás szükséges. A  $q_s$  csökkenését a K – 2 fúrásban 1735 – 1802 m között kimutatott



miocén vagy mezozóos korú homokkő és annak a minimum-zóna felé történő kivastagodása okozhatja.

Tovább haladva a Dráva irányában, Sellye környékén kisebb záródó maximum jelentkezik. Az eddigi kutatási eredményeket ismerv, új szerkezeti elemnek tekinthető a Barcs–Csokonyavisonta közti maximum is, amely a babócsaihoz hasonló, 2000 m körüli tetőmagasságot ér el. E kettő részletesebb vizsgálata újabb DE szondázást igényel. Az ismertnek tekinthető babócsai és vízvári szerkezetek az üledékvastagság-térképen kiemelkedésként jelentkeznek. A babócsai szerkezeten belül a tellurikus mérések néhány kisebb



6. ábra. Geoelektromos mérésekből számított üledékvastagság-térkép

Фиг. 6. Карта глубин залегания осадочных отложений по данным геоэлектрических работ.

Fig. 6. Map of sedimentary thickness as computed of geoelectric measurements

lokális jellegű kiemelkedést mutatnak, a szerkezet közepén pedig kis kiterjedésű besüllyedést észleltünk, amelyet a GB – 2 (2157 m) és a GB – 5 (2383 m) fúrások mélységadatai igazolnak.

Tovább haladva északnyugat felé, egy viszonylag nagykiterjedésű minimum-zónát találunk, amelyet nagyjából a Somogyszob – Tarany – Lábod – Nagykorpád négyszöge határol. E területen van a Cs – 1 jelű mélyszondázás. Az itt levő izoarea minimumot – mint már említettük – a  $q_\sigma$  41%-os csökkenése okozta. Az „A” értékek korrekciója után ebben a térségben a medencealjzat mélysége 2520 m körüli mélységben van. Ezt a mélységet igazolja az Nko – 1 fúrás, amely 2606 m-ben paleozoikumot ért, tehát a Cs – 1 pontban megadott mélység a valóságot jól megközelíti. A területre jellemző rétegsor itt annyiban változik, hogy az alsó pannon csak 500 m vastag, de alatta jelentős (600 m) vastagságú, feltehetően miocén réteg jelentkezik, amelynek ellenállása még az alsó pannóniainál is alacsonyabb.

A DE szondázás adatait Csökölynél az izoarea-térkép korrigálásánál figyelembe vettük. Az egyetlen DE szondázás azonban arra hívja fel a figyelmet, hogy a minimum-zóna környékének mélységadatait csak DE szondázás korrekciója után tekinthetjük véglegesnek.

Az előbbi terület déli részére esnek a taranyi fúrások (Tar – 1, Tar – 2 stb.). Bár ezek egyike sem érte el a medencealjzatot, az A – H függvény adatai szerint talpuk ahhoz igen közel – a mélységszámítás hibaszázalékán belül – van.

A délsomogyi medence északi határát a többször is említett gerincevonal adja meg, amelyet a paleozoós medencealjzat északi határaként jelöltünk meg. E zónától északra a DE szondázások, egyes helyeken nem végtelen ellenállású aljzatra utalnak. Ez nem csak a medencealjzat közettani összetételében beálló változásokat jelenti, hanem a fiatal üledékösszlet laterális változását is mutatja (Nd – 1. B – II/1962).

Az átmenet első rétegtani jelét a szentai fúrásokban találjuk, ahol az alsó pannon jelentős elvékonyodása (200 – 300 m) mellett, 600 – 700 m vastag mezozoós vagy miocén korú réteg települ a paleozoikumra. A két medence üledék-összletének rétegtani és dimenziókülönbsége már elegendő ok arra, hogy a terület északi részén az elektromos paraméterekben változást tételezzünk fel.

Az inkei területet nem lehet egységesen értelmezni. A területre átnyúló szeizmikus szelvények zavart, erős törésekkel tagolt szerkezetre utalnak. Ezt a feltevést méréseink is alátámasztják. A zavart tektonika miatt az üledékvastagsági értékeket csak közelítőnek lehet tekinteni (szaggatott vonal). Az inkei fúrások már igen nagy vastagságú terciér rétegeket harántoltak, de a medencealjzatot egyik sem érte el.

Északra tovább haladva érjük el a nemesdéli izoarea maximum területét. Itt, mint már említettük, a  $q_\sigma$  növekedése eredményezte az izoarea maximumot. A másik érdekessége e pontnak, hogy a tellurikusan meghatározott aljzat mélységében 95 ohmm fajlagos ellenállású képződmény jelentkezik (mezozoikum?). Sajnos itt fúrás nincs és az inkei fúrások környékének erős szerkezeti zavartsága miatt az sem valószínű, hogy egy odatelepített szondázás egyértelműen meghatározná a  $q_\sigma$  változás okát.

Az északi medence jellegét a K – Ny-i csapású minimumzóna határozza meg, amely a kaposfői területet és az igali szerkezetet elválasztja egymástól és többek közt magában foglalja a B – II (Mezőcsokonya) pontot is. A szondázás itt sem mutatott  $q_{\infty}$  ellenállású alapkőzetet és várható, hogy a közelben mélyülő fúrás rétegtani szelvénye előbbre viszi az északi területrészt lényegesen problematikusabb értelmezését. A tellurikus mérések alapján itt 2950 m-ben kellene alaphegységet érni, DE szondázás viszont ebben a mélységben csak 60 ohm-m-es rétegsort jelez. Lehetséges, hogy egy a mélység felé monoton növekvő ellenállású fiatal rétegsorról van szó, amelybe a 0,04 Hz-es frekvenciájú tellurikus áramok a 2950 m körüli mélységig hatoltak be. Ez esetben a  $q_{\infty}$  szint még ennél is nagyobb mélységben helyezkedik el!

Az északi terület legutolsó problémakörét az igali szerkezet jelenti. Itt már a két elektromos módszer mélységadataiban is, az indokoltnál (ti.  $q_{\infty}$  nem változik) jelentősebb eltérés ( $\Delta H \sim 20\%$ ) mutatkozik. Bizonyos azonban, hogy a  $q_{\infty}$  szint lényegesen mélyebben van a meglevő fúrás talpmélységénél. Az üledékvastagság-térképet – mivel a DE szondázás 1117 m-ben  $q_{\infty}$  szintet jelez – az ellenállás-mérések adataihoz korrigáltuk. A fúrások és az elektromos mérések eltérő mélységadatainak magyarázatára több feltevés is adódik

a) Felléphet olyan elektromos hatás, amely az eddigi gyakorlatban nem jelentkezett és mint ismeretlent nem vehetjük számításba.

b) A fúrásban megütött mész-kő vékony és kis ellenállású (fiatal).

c) A mész-kő porózus, vízzel, esetleg sós vízzel telített és így ellenállása a pannóniai üledékekkel megegyezik.

A geoelektromos szint 1117 méteres tetőpontját medencealjzatnak fogadjuk el mindaddig, amíg a fúrás vagy más adat ezt meg nem cáfolja.

A medencealjzat lefutását egy szelvény mentén is bemutatjuk (5. ábra). A szelvény ismert fúrásokon halad keresztül. A mélységeltérésekből látható, hogy míg a déli területen haladó szelvény mélységadatai igen megbízhatók, az északi részen már eltéréseket találtunk.

## 7. Tektonikai viszonyok

A terület üledékvastagság-térképe, mint azt az előző fejezetben összefoglaltuk, több-kevesebb biztonsággal a medencealjzat domborzatát határozza meg. Itt még meg kell jegyeznünk, hogy bár a pontos mélység meghatározásához igen nagy szükség van DE szondázásokra, az általános morfológiai kép lényeges módosítását ez nem vonja maga után. A főbb domborzati elemek irányát, amely szerkezeti indikáció is lehet, az alábbiakban adjuk meg:

1. A szigetvári gerinc északnyugati csapása már önmagában is jellemzi az egész déli terület fő irányát. Északi és déli oldalát két mélyzóna határolja. Ezt követi ismét a Dráva parti maximum-zóna, részben ismert szerkezetek sorával (Senta – Vízvár – Babócsa). Az északnyugati csapást a déli területen tehát legalább négy határozott irány támasztja alá. A déli medence egységes északnyugati orientációját csak a magyarmecskai kelet – nyugati csapású beszakadás zavarja meg. Ennek végleges tisztázására további mérések szükségesek.



2. A terület északi részére a kaposfői gerinc csapása jellemző, amelynek az északi lejtőjén húzódó minimum (Inke – Igal vonala) csapása enyhe észak-keletre fordulást jelez.

A területen tehát két fő irány van. Ezek találkozását a terület középső keleti felén (a meg nem kutatott részen) kell feltételeznünk. A mérési terület déli részét tehát a Dráva vonala, északi felét pedig egy közel K – Ny-i csapású főirány jellemzi.

## 8. Összefoglalás, javaslatok

Az ismertetett geoelektromos kutatás jelentősen hozzájárult a terület medencealjzat morfológiájának megismeréséhez. Ezzel geoelektromos vonatkozásban nagy lépést tettünk előre a komplex szerkezetkutatás terén. Kutatásaink eddigi gyakorlatában a tellurikus mérések relatív hatásokat tükröző izoarea-térképet adtak, amelyet a geoelektromos módszerek komplex alkalmazása során, az üledék zavaró inhomogeneitásaitól részben megtisztítottunk. Az üledékvastagság-térkép, egyes területrészekben, a kevés mélyszondázási adat miatt még bizonytalanságot tartalmazhat, de feltétlenül többet nyújt az eddigi eredményeknél.

A kutatási eredményeket röviden összefoglalva elmondhatjuk, hogy a tellurikus mérések a terület egyes pontjain végzett DE szondázások adataival kiegészítve a terület középső, déli és részben délkeleti részén  $\pm 5 - 10\%$ -os hibahatáron belül kimutatták a medencealjzatot, ami itt a paleozoós kristályos alaphegységgel azonos. A terület többi részén az értelmezési és mélység-számítási bizonytalanságok következtében ez a pontosság csökken és némileg a szerkezeti viszonyok is módosulhatnak. A geoelektromos mérések eredményei egyes területeken új földtani adatokat adnak, vagy a régebbi elképzeléseket új irányba terelik. Ilyenek:

1. A tellurikus kutatás eredményei hívták fel a figyelmet a Kaposfő – Alsósegesd vonalában húzódó KNy-i gerincre, amely feltehetően az É-i és D-somogyi medencét elválasztó gerinc, esetleg a mezozoikum elterjedésének déli határa.

2. A geoelektromos módszer rámutat az igali szerkezetről kialakult korábbi szemlélet megváltoztatásának szükségességére.

3. A mérések felhívják a figyelmet a Dráva és Sellye, valamint Barcs – Csokonyavisonta között jelentkező maximumokra.

4. A kutatás körülhatárolta a szigetvári medencealjzat-kiemelkedést.

5. Magyarmecske – Tésény között a geoelektromos mérések rámutatnak az aljzat eddig ismeretlen elemeire. Ezek további vizsgálata még sok újat rejt-het magában.

6. Rámutat a Csököly és Nagykorpad közötti, valamint a nemesdédi anomáliáknak a vezetőképesség megváltozásából létrejött voltára, ami az üledékes rétegsor változását jelenti.

Méréseink értelmezése során nem foglalkoztunk részletesen a kis kiterjedésű maximumok és minimumok vizsgálatával. Ennek ugyanis határt szab a geoelektromos módszerek felbontóképessége, valamint pontthálózatunk kis sűrűsége. A magyarmecskei leszakadás viszont azt bizonyítja, hogy komplex

módszerrel ezeket részletesen kutathatnánk. A kis anomáliáknak – bár lehetnek – mégsem tulajdoníthatunk nagyobb jelentőséget, főleg ha tekintetbe vesszük, hogy az egész területen – amely közel 4500 km<sup>2</sup> –, csak 1500 pontot mértünk. Az apró részletek vizsgálatát nem engedte a mérés áttekintő célkitűzése és a mérések gyors végrehajtásainak követelménye sem. A geoelektromos kutatás eredményei feltétlenül adtak újat és használhatót a jelzett terület mélyszerkezeti viszonyainak megismeréséhez és a további kutatás irányainak és méreteinek megtervezéséhez.

Ebben a tekintetben elsősorban javasoljuk a jelenlegi terület továbbkutatását a Balatonig, valamint az inkei szerkezet lezárását és pontosabb körvonalazását Balaton – Nagykanizsa vonaláig, természetesen tellurikus mérések – DE szondázás együttes alkalmazásával. A megkutatott terület kérdéses részeinek tisztázása érdekében az alábbiakat javasoljuk:

1. A Magyarmecske és Tésény között jelentkező indikáció teljes körülatárolására és értelmezésére 200 – 500 m pontsűrűségű tellurikus méréseket, valamint legalább 3 ponton – főleg a keleti rész tisztázására – DE szondázás elvégzését.

2. Az 1963. évi mérésterületen több ponton, így a Babócsa – Csokonya-Visonta közötti maximumon, a tellurikus bázison (Lábod) és a Somogyszob – Tarany közötti minimumon DE szondázások szükségesek, ugyanis ezek módosíthatják jelenlegi értelmezésünket.

3. Javasoljuk Inke környékének részletesebb vizsgálatát tellurikus mérésekkel és DE szondázást ennek eredményétől függően.

Javasataink csak geoelektromos kutatásra vonatkoznak.

МИТУХ Э.

## О ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ВЕНГРИИ СЕЙСМИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Экспериментальные работы были проведены Сейсмическим отделом Венг. Гос. геофизического института им. Роланда Этвеша по профилю протяженностью 300 км. В основе методики измерений лежит главным образом регистрация закритических отражений от поверхности Мохоровичича. В работе анализируются преимущества применяемой методики, описываются способ интерпретации и результаты.

E. MITUCH

## NEW RESULTS IN THE SEISMIC INVESTIGATIONS OF THE EARTH'S CRUST IN HUNGARY

In 1963 an experimental survey was carried out by the Geophysical Institute along a seismic profile of 300 km length. The method applied was mainly the registration of wide-angle reflections from the Mohorovičić discontinuity. The advantages of this method are pointed out describing at the same time the interpretation and the results.

## A HAZAI SZEIZMIKUS KÉREGKUTATÁS ÚJABB EREDMÉNYEI

MITUCH ERSZÉBET

### I. Bevezetés

Hazai szeizmikus kéregkutató kísérleti méréseink során elég sok adathoz jutottunk már a földkéreg vastagságára vonatkozóan Magyarország alatt. Ezeket részben az ország különböző helyein végzett reflexiók (Gálfi—Stegena, 1955., 1957., 1960.), részben pedig refrakciós mérések szolgáltatták (Gélfi—Pálos, 1960). Az adatok egybehangzóan mutatták, hogy a magyar medence alatt a kéreg jóval vékonyabb, mint a környező országok alatt, és vékonyabb a világátlagnál is. Ezt a megállapítást — szokatlansága miatt — sok kritika érte, és még ma sem egyértelműen fogadják el. Ennek oka egyrészt az, hogy a régebbi reflexiók — egymástól távoleső — adatok között nem volt semmiféle korrelációs lehetőség, és pusztán a számított mélységek alapján lehetett őket összehasonlítani, másrészt hogy a korai refrakciós mérések a Mohorovičić határfelületről csak kevés és gyenge beérkezést eredményeztek. A későbbi refrakciós mérések során sem kaptunk elegendő számú és megfelelő biztonságú adatot. Az eredménytelenség okát egyrészt a hagyományos műszerekben láttuk, másrészt pedig abban, hogy a robbanóanyag alkalmazható mennyisége korlátozott, mivel a hazai sűrű települési viszonyok miatt 600—800 kg dinamitnál többet akkor sem lehetne alkalmazni, ha nem tekintenénk a műszaki nehézségeket és költségeket.

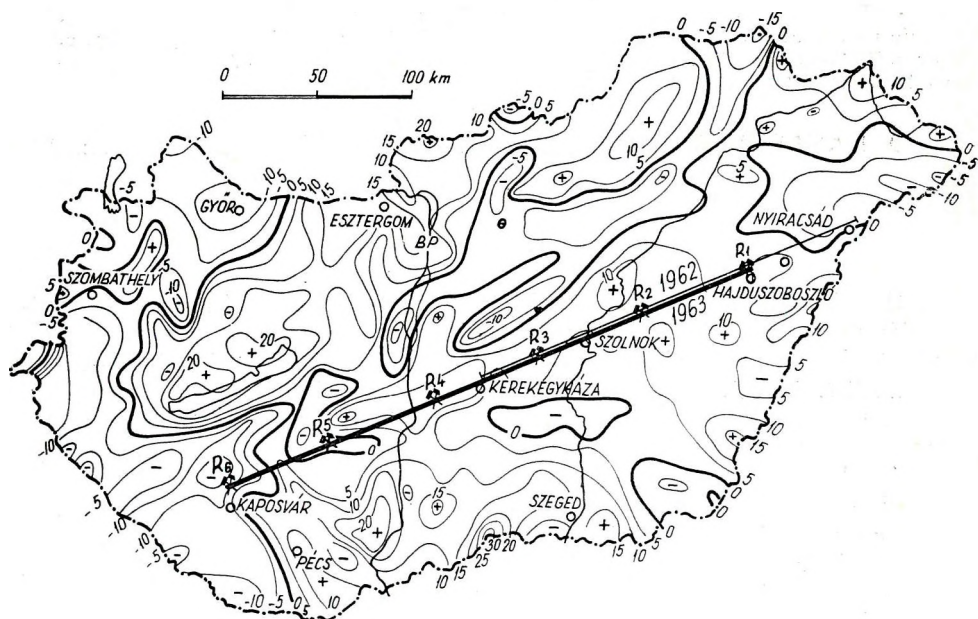
Ezért két úton kíséreltünk meg jobb, biztosabb és egyúttal gazdaságos eredményeket elérni:

1. olyan műszert építettünk, amely alacsonyfrekvenciás átvitelű, tehát alkalmasabb a nagymélységből alacsony frekvenciával beérkező jelek regisztrálására;

2. olyan mérési eljárást dolgoztunk ki, amely nem a nagy távolságban megfigyelhető első beérkezések, hanem a kisebb távolságban jelentkező kritikus pont körüli szélesszögű reflexiók regisztrálásán alapszik. Az elméleti számítások (Richards, 1960) ugyanis azt mutatják, hogy a reflektált hullámok energiája a kritikus pontban ugrásszerűen megnövekszik, és ezek a nagyobb amplitúdójú beérkezések egy szakaszon a kritikus távolságon túl is jól követhetők.

## II. Kísérlet a Mohorovičić-határfelületről visszavert szélesszögű reflexiók és kritikus pontjuk meghatározására; eredmények

A Mohorovičić-szintről visszavert kritikus pont körüli reflexiók észlelését, valamint a kritikus pont helyének közelítő meghatározását az 1962. évi kísérleti mérésünk során próbáltuk meg egy Nyíracsad – Kerekegyháza irány-



1. ábra. Magyarország Bouguer-anomáliatérképe az 1962. és 1963. évi kéregkutató kísérlet szeizmikus vonalakkal ( $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$ ,  $R_4$ ,  $R_5$ ,  $R_6$  robbantópontok)

Фиг. 1. Карта аномалий Буге Венгрии с сейсмическими профилями, проведенными в 1962 и 1963 г.г. для экспериментального изучения строения земной коры. ( $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$ ,  $R_4$ ,  $R_5$ ,  $R_6$  — пункты взрыва).

Fig. 1. Bouguer-anomaly map of Hungary with the seismic profiles of 1962 and 1963 for the Earth's crust ( $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$ ,  $R_4$ ,  $R_5$ ,  $R_6$  — shot points)



nyában húzódó vonal mentén (Mituch – Posgay – Sédy, 1964). A mérést három hordozható tranzisztoros, alacsonyfrekvenciás átvitelű refrakciós műszerrel végeztük. Az egyik, mint standard állomás a hajdúszoboszlói robbantóponttól 52,4 km távolságban azonos geofonelhelyezéssel és azonos erősítéssel rögzítette a robbantás keltette rengéshullámok beérkezéseit. A másik két műszer pedig a mérési vonal mentén 2,5–5 km-enként észlelt 56,5 km-től 100 km-ig. A robbantólyuk közelében ezenkívül egy reflexiós berendezés is regisztrálta a beérkezéseket, szintén nem folytonos terítésben. A kapott mérési anyag világosan mutatta, hogy amíg a standard állomás szeizmogramjain az első és későbbi beérkezések csaknem azonos amplitúdóval jelentkeztek, addig az 56,5 km-ben és az azon túl kapott felvételeken a későbbi beérkezések között megjelent egy nagyenergiájú hullámcsoporthoz, amely az egymásután következő állomások szeizmogramjain azonos jellegűnek látszott. Ilyen beérkezéseket a robbantóponthoz közelebb készült felvételeken nem találtunk.

A jelenség a robbantópont ellenkező oldalán, Nyíracsad felé haladva is megismétlődött. Egy bizonyos távolságon túl ott is megjelentek a nagyamplitúdójú későbbi beérkezések. Mivel az egyes terítésekben a látszólagos sebességek 7000 m/s-nál túlnyomórészt nagyobbak voltak, feltételeztük, hogy a kapott beérkezések a Mohorovičić-szintről visszavert kritikus pont körüli reflexiókkal és a távolabbi terítésekben esetleg már a tőlük elváló refraktált beérkezésekkel azonosíthatók.

Az észlelési adatokat a 2. ábrán látható menetidő-diagramon tüntettük fel, egy előzetesen végzett refrakciós mérés adataival együtt. A Mohorovičić-határfelületről származó beérkezések megjelenésének helyén feltüntetjük a standard állomás amplitúdóhoz viszonyított terítésenként vett átlagos amplitúdóértékeket (az ábrán az amplitúdómenetet vonalkázott sáv jelzi). A Hajdúszoboszló–Szolnok ágamplitúdómenetét vizsgálva megállapítottuk, hogy a kezdeti maximális amplitúdót a robbantóponttól távolodva viszonylag gyors amplitúdó csökkenés követte. Mivel ez a jelenség a kritikus pont körüli energiaviszonyokra jellemző, arra következtettünk, hogy a kritikus pont az első nagyenergiájú beérkezés helyének közelében van. Ezzel a megfontolással sikerült a kritikus pont közelítő helyét a robbantóponttól számított 52–56 km távolságban megállapítani.

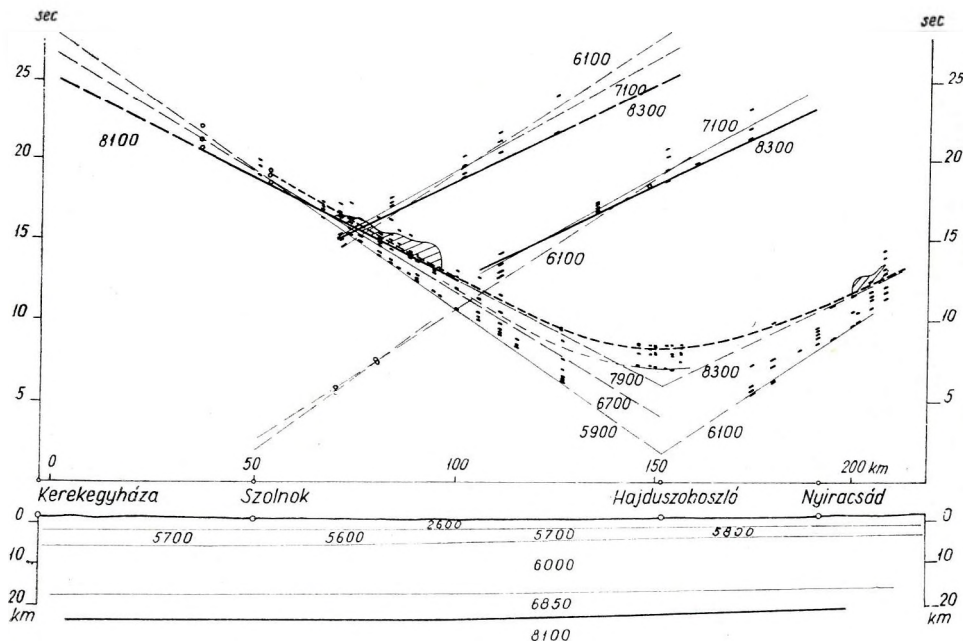
A nyíracsádi ágra vonatkozóan ilyen megállapítást nem tehattunk, mert az amplitúdómenet megállapítására mindössze három adat állt rendelkezésünkre.

Ezután a Mohorovičić-határfelület valódi sebességének meghatározása végett, azokat a kritikus ponton túli beérkezéseket, amelyeket már különvált refraktált beérkezéseknek tartottunk, grafikusán kiegyenlítettük. Ezzel egy 7900 m/s látszólagos sebességű ágat kaptunk. Ennek az előzetes reflexiós mérésből származó ellenága 8300 m/s sebességet mutatott, vagyis 8100 m/s valódi sebességet kaptunk, ami a Mohorovičić-határfelületre jellemző sebesség.

A kritikus ponton túli reflexiós beérkezéseken kívül a robbantópont közelében is kaptunk 8,35–8,55 s-nál jelentkező, kettős hullámcsoporthból álló reflexiós beérkezéseket. A szélesszögű reflexiókat ezzel azonos határfelületről származóknak tekintettük, ezért egy hiperbolát megközelítő görbével

kapcsoltuk össze őket. E görbéből 5750 m/s átlagsebességet kaptunk (kis szórással).

A Mohorovičič-határfelület mélységét, azaz a kéreg vastagságát a refrakciós és a reflexiós adatokból külön-külön határoztuk meg. A hajdúszoboszlói robbantópont alatt mind a kettőből 23,9 km-es mélységet kaptunk. Ez a régebbi, erre a területre vonatkozó eredményekkel közelítőleg egyezett, tehát igazolta azok helyességét is.



2. ábra. Az 1962. évi, Nyíracsaád és Kaposvár között végzett kéregkutató mérés egyesített menetidő-diagramja és szelvénye

Фиг. 2. Сводный годограф и разрез, построенные по данным исследования земной коры 1962 г. на участке между с. с. Нирачад и Капошвар

Fig. 2. Combined travel-time diagram and section along the profile between Nyíracsaád and Kaposvár, made in 1962

E mérések során a Conrad határfelületre utaló adatokat is sikerült szerez-nünk. Erre a felületre utalnak ugyanis a 7,1–7,2 sec körül jelentkező lyukkő-zeli reflexiók és a 6700 m/s látszólagos sebességű – feltehetően kritikus pont körüli – későbbi beérkezések. A Conrad határfelület mélysége ezekből szá-mítva 18,5 km.

Az első beérkezések látszólagos sebességei alapján még egy 6000 m/s határsebességű szintet is meghatároztunk. A külföldi irodalomban az ún. „gránit” szintnek van hasonló sebessége.

### III. A szélesszögű reflexiók észlelésén alapuló 1963. évi kéregkutató mérés eredményei

#### 1. A mérés rövid ismertetése

A kritikus pont körüli reflexiók sikeres észlelése tette lehetővé, hogy az 1963. évi kéregkutató méréseket már olyan mérési rendszerben végezzük, amelyben a fősúlyt a kritikus pont körüli reflexiók észlelésére helyeztük. E célból a robbantópont távolságokat a feltételezett kritikus távolságnál valamivel nagyobboknak vettük. Így elértük azt, hogy a kölcsönös pontokban a kritikus ponton túli reflektált, sőt esetleg a már különvált refraktált beérkezések is korrelálhatók egymással.

A mérést Hajdúszoboszló és Kaposvár között egy 300 km hosszú vonal mentén végeztük (1. ábra). A vonalon hat robbantópontot helyeztünk el egymástól kb. 60 km-re. Minden robbantópontból – a feltételezett kritikus pont környékén – 22 km-es folytonos észlelést végeztünk; kivétel a kenderesi robbantópont környéke volt, ahol hosszabb 35,2 km-es szakaszon mértünk. A terítéseket két oldalról löttük meg, az észlelést 200 m-es geofonközzel végeztük. Az így kapott eredményeket a hagyományos refrakciós eljárással is ellenőriztük. E célból az egyes robbantópontokból 100 és 120 km távolságban is végeztünk észleléseket. A kapott beérkezéseket a kritikus pont körüli beérkezésekkel összekapcsolva olyan sebességágakat kapunk, amelyek a Mohorovičič-határfelületről jövő refraktált beérkezéseknek felelnek meg. Ezek, kölcsönös pontjaikban korrelálhatók, tehát az egész rendszert teljes korrelációs rendszernek tekinthetjük.

#### 2. A beérkezések elemzése

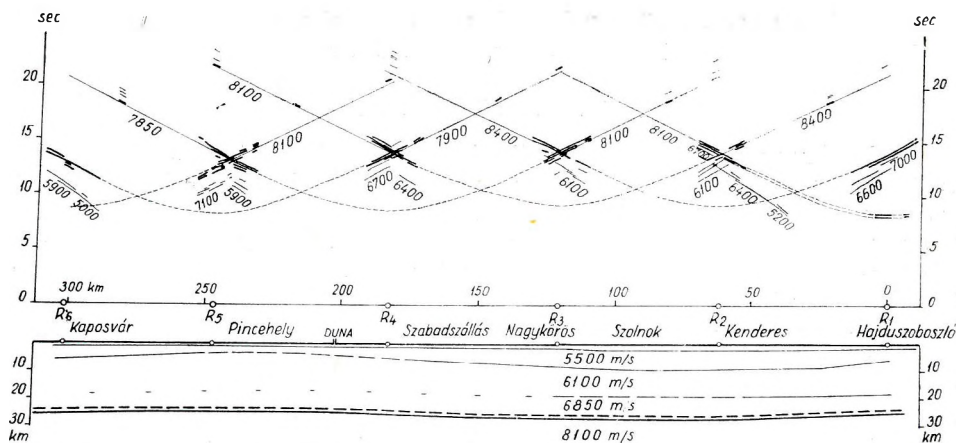
A kapott beérkezéseket a 3. ábra menetidő-diagramján láthatjuk. A vastag vonalak a Mohorovičič-határfelületről származó nagyenergiájú későbbi beérkezéseket mutatják. Ezek – ha nem is egyformán folyamatosan – minden mérési szakaszban megjelentek.

Ezeket a beérkezéseket elemezve a következőket állapíthatjuk meg:

a) A Mohorovičič-határfelületről jövő kritikus pont körüli későbbi beérkezések általában reflektált beérkezések. Erre a menetidő-görbe szakaszok hiperbolikus görbültségéből következtettünk. A kritikus ponttól távolabb szétváló refraktált beérkezéseket csak a hajdúszoboszlói robbantás Kenderes környéki szeizmogramjain találtunk.

b) A szélesszögű reflexiók megjelenésének helyét nemcsak a kritikus pont, hanem valószínűleg a terület szeizmikus adottságai is befolyásolják. Az esetek többségében ugyanis már jóval a kritikus pont előtt megjelentek és ettől kezdve határozott fázistengellyel lehetett őket nyomon követni. Előfordult viszont az is, hogy a kritikus pont előtt nyomuk sem látszott, a kritikus pont közelében azonban határozott, gyors amplitúdó-növekedéssel megjelentek.

c) A szélesszögű reflexiók sok helyen egymástól jól elkülönülő kettős hullámcsoporthoz tartoztak. Ezek közül a második hullámcsoporthoz tartozott minden észlelési szakasz mentén nyomonkövetni és a kölcsönös pontokban korrelálni. Az első hullámcsoporthoz általában csak rövid szakaszokon jelentke-



3. ábra. A szélesszögű reflexiók észlelésén alapuló, 1963. évi Hajdúszoboszló–Kaposvár között végzett kéregkutató mérés menetidő-diagramja és szelvénye

Фиг. 3. Географ и разрез, построенные в 1963 г. по данным исследования строения земной коры на участке между с. с. Хайдусобосло – Капошвар по методу закритических отражений

Fig. 3. Wide-angle reflection travel-time diagram and section along the profile between Hajdusoboszló and Kaposvár of in 1963

zett, sőt helyenként teljesen hiányzott, vagy csak nyomai látszottak. A két hullámcsoport első maximumait kb. 200–300 msec-nyi időkülönbség választotta el egymástól.

A 4. ábra szeizmogramjain az említett kettős hullámcsoporttal jelentkező reflexiós beérkezéseket láthatjuk, még a kritikus pont előtt; az 5. ábra szeizmogramjain csak a második hullámcsoport látszik, az elsőnek legfeljebb nyomai fedezhetők fel az egyes csatornákon.

A 6. ábra a hajdúszoboszlói robbantópont közelében készült felvételeket mutatja. A reflexiók ezeken is kettős hullámcsoporttal jelentkeztek.

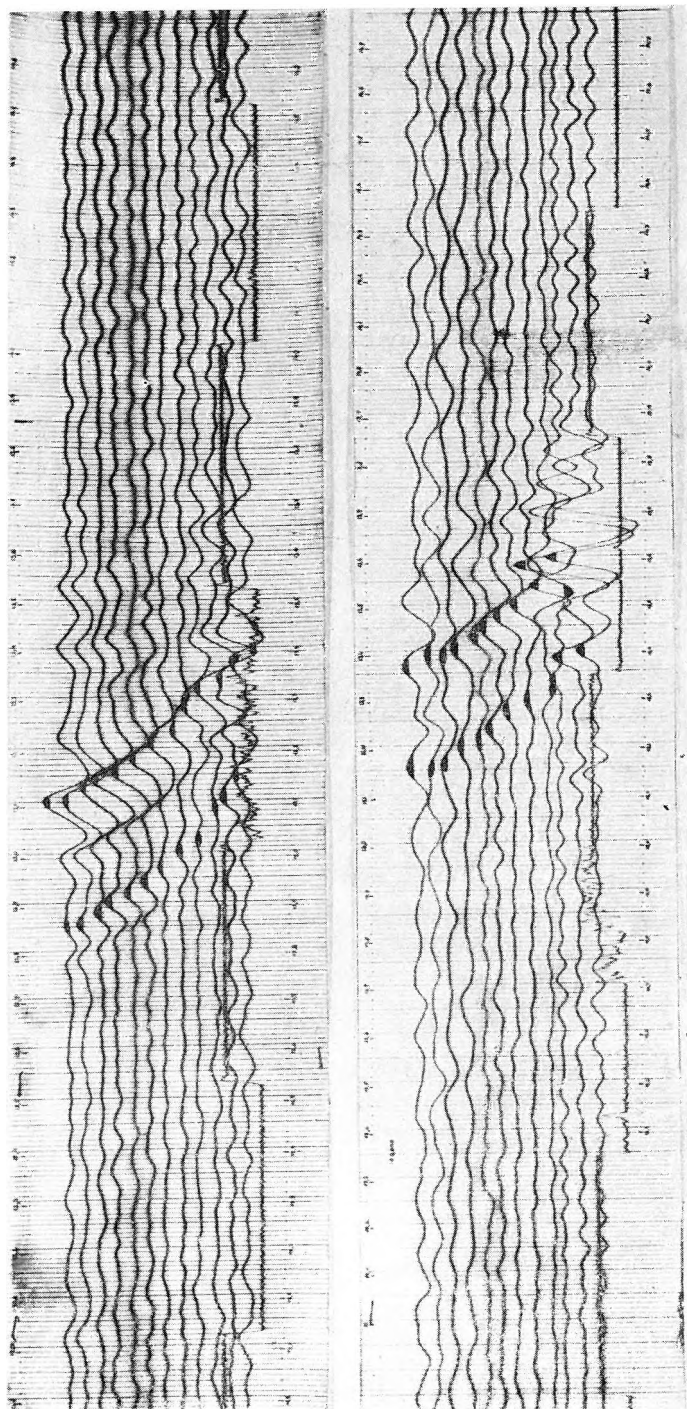
d) A kritikus pont körüli reflexiók amplitúdóviszonyait megvizsgálva, az esetek többségében azt találtuk, hogy a kritikus pont közelében az amplitúdóknak maximuma van (Richards, 1960., Clement – Layat, 1961., Epinat eva [Jepinatyeva], 1957.).

A 7. ábrán két amplitúdómenet látható a távolság függvényében. A 7/a ábra arra az esetre vonatkozik, amikor a reflexiót már jóval a kritikus pont előtt észleltük, a 7/b ábra pedig arra, amikor a reflexió közvetlenül a kritikus pont közelében jelent meg. A tört vonal a kiolvasott amplitúdóértékeket köti össze, a szaggatott vonal pedig az átlagos amplitúdómenetet. Mindkét esetben jól láthatók a kritikus pontban kialakult amplitúdó-maximumok.

Találkoztunk azonban olyan esettel is, amikor a kritikus pontot nem jelezte amplitúdó-növekedés.

e) Megvizsgáltuk a folytonosan követhető reflexiós beérkezések frekvenciáját a mélység függvényében. Azt találtuk, hogy a Mohorovičić-határfelület kb. 3 km-es mélységváltozása a frekvenciában nem okozott valamilyen sza-

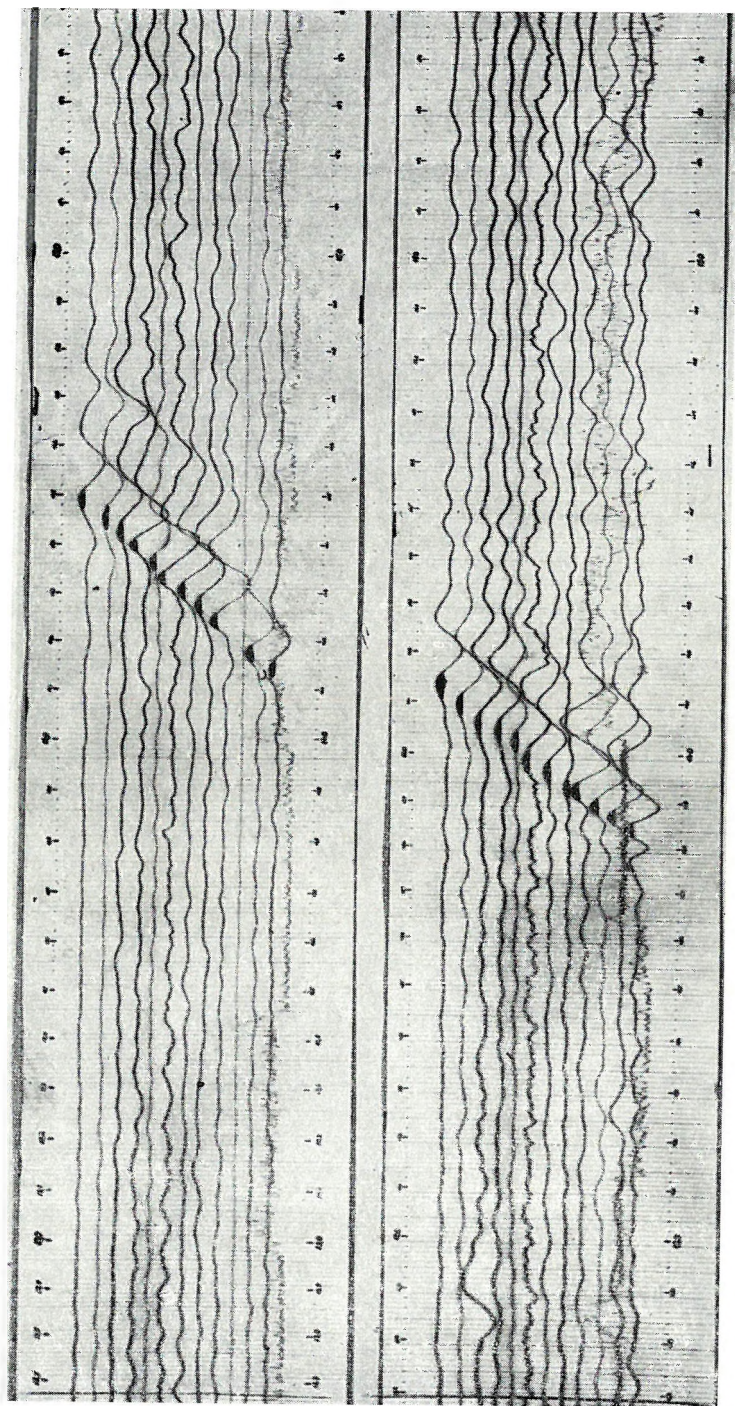




4. ábra. A Mohorovičić-határfelületről származó, kettős hullámcsoporthal jelentkező szélesszögű reflexió

Фиг. 4. Закритическое отражение от поверхности Мохоровичича, выделяющееся в виде двойной группы волн

Fig. 4. Wide-angle reflection from the Mohorovičić discontinuity consisting of two wave-groups



5. ábra. A Mohorovičić-határfelületről származó egyetlen hullámcsoportból álló szélesszögű reflexió

Фиг. 5. Закритическое отражение от поверхности Мохоровичича, состоящее из единственной группы волн

Fig. 5. Wide-angle reflection from the Mohorovičić discontinuity consisting of a single wave-group



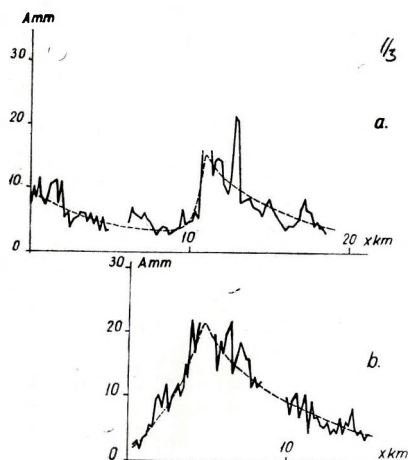
bályszerű változást. A megfigyelt hullámok átlagfrekvenciáját 10 Hz körülinek találtuk. (A használt tranzisztoros műszer átviteli karakterisztikájának maximuma szintén 10 Hz körül van; ez érthetővé teszi előnyös alkalmazását a kéregkutatásban.)

f) A 100 és 120 km távolságban kapott beérkezések olyan látszólagos sebességágakat határoztak meg, amelyek a második hullámcsoporthoz tartozó beérkezéseinek érintői, vagyis a kétfajta beérkezés — a távoli refraktált és a kritikus pont körüli reflektált — azonos határfelületről származik.

### 3. Szelvénytérképezés

A beérkezések elemzése után kétféle módon határoztuk meg a Mohorovič-szint mélységét: a) a kritikus pont körüli reflexiók beérkezések, b) a refrakciós beérkezések segítségével.

a) A reflexiók mélységmeghatározáshoz az átlagsebességet a szélesszögű reflexiók hiperbola-szakaszaiból számítottuk. Középérték: 5850 m/s. Ezzel az átlagsebességgel megszerkesztettük mind a két hullámcsoporthoz tartozó határfelületet. A kéreg alsó határául így két szintet kaptunk. A 3. ábrán látható kéregszelvényben folytonos vonallal jelöltük a második hullámcsop-



7. ábra. Amplitúdógörbék:

- a) a Moho reflexió már a kritikus pont előtt is jelentkezik.  
b) a reflexió csak a kritikus pont körül jelenik meg.

Фиг. 7. Амплитудные кривые:

- a) для случая, когда отражение от поверхности М появляется уже до критической точки  
б) для случая, когда отражение появляется только около критического пункта

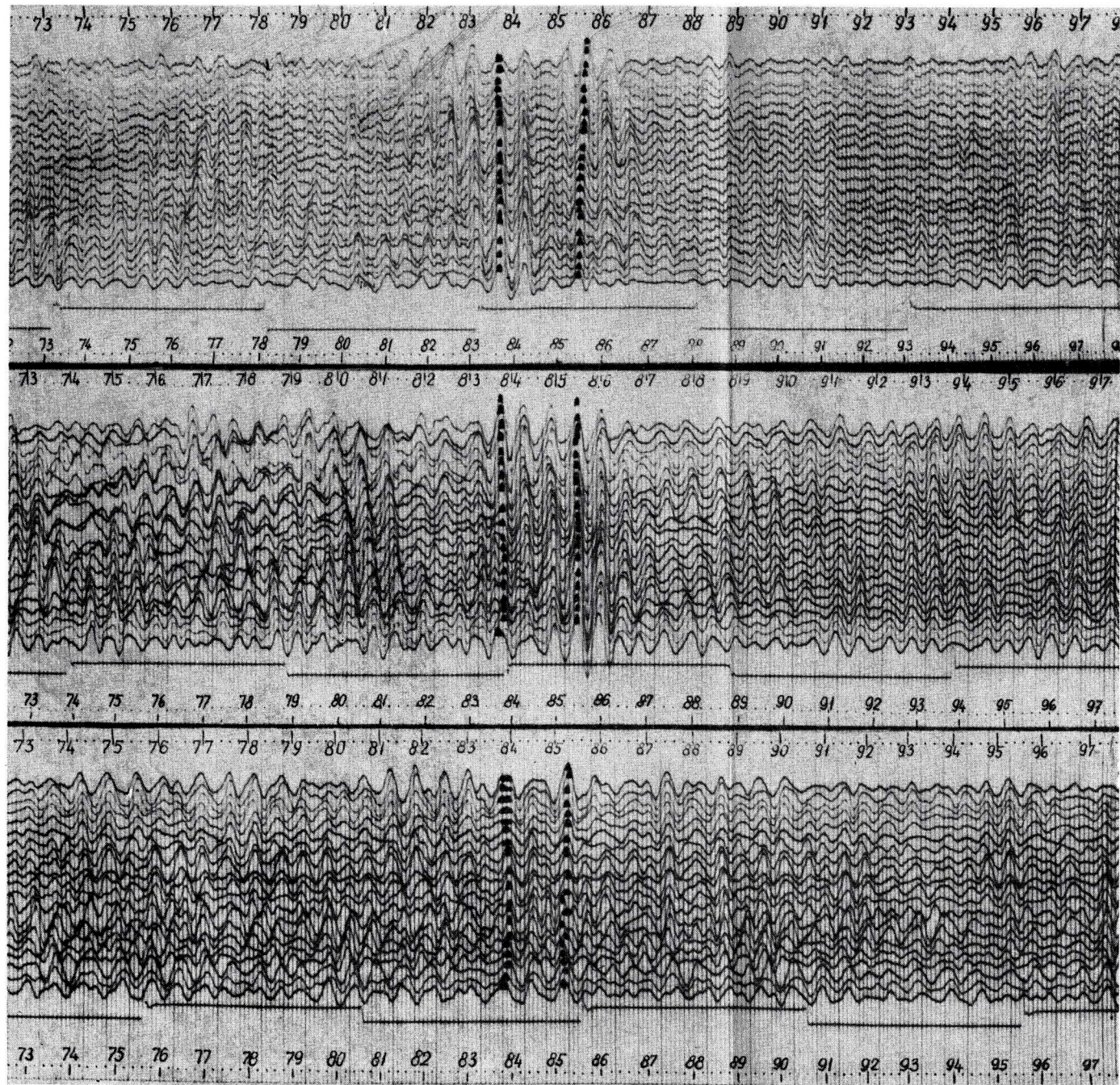
Fig. 7. Amplitude curves:

- a) the Moho reflection appears as early as before the critical point  
b) the reflection appears only around the critical point

orthoz tartozó folytonos szintet, és szaggatott vonallal az első hullámcsoporthoz tartozó, csak helyenként jelentkező szintet. A két szint között kb. 1 km mélységkülönbség van.

A kéregszelvény azt mutatja, hogy a Mohorovič-határfelület mélysége — azaz a kéregvastagság — a szelvény mentén változik. Hajdúszoboszlótól — ahol az alsó szintet 25 km-ben találjuk — Kenderes felé süllyed, itt éri el legnagyobb mélységét a szelvény mentén, 27 km-t, majd fokozatosan emelkedik és a Duna vonalától Ny-ra, Pincehely környékén egy kis magaslatot alkotva jut legközelebb a felszínhez, 24,4 km-re. A mélységingadozás a szelvény mentén 2,6 km. A felső szint — ahol kimutatható — kb. 1 km-rel magasabban követi az alsó szintet.





6. ábra. A hajdúszoboszlói robbantópont közelében készült felvételek kettős hullámcsoporttal jelentkező Moho reflexiói

Фиг. 6. Отражения от поверхности М, выделяющиеся в виде двойной группы волн на записи, полученной вблизи взрывного пункта Хайдусобосло

Fig. 6. Moho reflections consisting of two wave-groups recorded in the proximity of the shot-point at Hajduszobcszló



b) A távoli refrakciós ágak segítségével is meghatároztuk a Mohorovičić-határfelület mélységét, mégpedig időellenőrzéses eljárással. A számítások a reflexiós úton számított mélységekkel a hibahatáron belül egyező mélységet adtak.

A kéregszelvény közbenső szintjeinek a mélységét ugyancsak időellenőrzéses eljárással határoztuk meg. A számításoknál a harmadkori összlet vastagságát dr. Körössy László 1 : 500 000 léptékű medencealjazat térképéről vettük.

Így a mérési vonal K-i részén a kritikus pont környéki beérkezések alapján meghatároztuk a Conrad szint mélységét 19 km-ben. A vonal Ny-i részén a Conrad szintre vonatkozó adatokat nem kaptunk. A szelvényen a pontozott vonal tehát nem reális határfelületet jelent, hanem csak a szint lehetséges folytatását.

Az előző évi mérésekből már ismert 6000–6100 m/s sebességű szintet a szelvénymenti rövid sebességág szakaszokból igyekeztünk nyomunkövetni. Mélysége erősen (9 km-től 3 km-ig) változik. A legkisebb mélységét Pincehely környékén éri el, azaz ott, ahol a Mohorovičić-határfelület is megemelkedik. Ezen a szakaszon azonban a beérkezések hiányosak és bizonytalanok, ezért az itt kapott mélységet nem tekinthetjük biztos adatnak.

#### 4. Az eredmények összehasonlítása korábbi mérési adatokkal

Ha az 1963. évi szelvény Hajdúszoboszló és Szolnok közötti szakaszát összehasonlítjuk az 1962. évi itt kapott eredményekkel, azt látjuk, hogy a Mohorovičić-határfelület két szintje közül a felső közelíti meg az 1962. évi mérés Moho szintjét. Ennek magyarázata az, hogy ezen a szakaszon az említett két hullámcsoport közül az első is jól követhető; az 1962. évi méréskor az első hullámcsoport alapján határoztuk meg a mélységeket.

A Conrad szint mélysége a két szelvényben közelítően megegyezik.

A 6100 m/s sebességű szint menete kissé eltér az 1962. évi szelvényéhez képest. Itt az 1963. évi adatok a megbízhatóbbak, mert a sebességet ekkor pontosabban határoztuk meg.

Meg kell még említenünk, hogy az 1962. és 1963. évi kéregkutató méréseinknek a kéregvastagságra vonatkozó egybehangzó eredményeit a szeizmológiai adatok is alátámasztják. Ha a dunaharaszti földrengés adataiból (8. ábra) csak a Kárpát-medencére vonatkozókat vesszük figyelembe, akkor Szeged, Bács, Temesvár időadatai alapján egy 8000 m/s látszólagos sebességű egyenest kapunk.

Feltételezve pl. Dunaharaszti–Szeged vonalán a 8000 m/s látszólagos sebességnek megfelelő dőlést, megszerkeszthetjük a refraktáló határfelületet és sugárutakat. Az 1963. évi méréseinkből kapott 5850 m/s átlagsebességgel és 8100 m/s határsebességgel számolva, 27 km-es mélység mellett a következő számítást végezhetjük el a szegedi állomásra vonatkozóan:

$$a = 33 \text{ km}$$

$$b = 39,8 \text{ km}$$

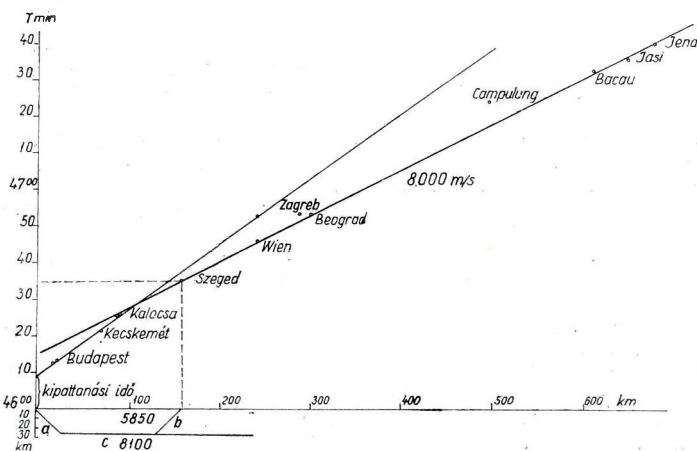
$$c = 105 \text{ km}$$

$$t = \frac{a+b}{5850} + \frac{c}{8100}$$

$$t = \frac{72,8}{5850} + \frac{105}{8100} = 12,48 + 13,0 = 25,48 \text{ sec}$$

Ha ehhez az időhöz hozzáadjuk a kipattanási időt, 9,29 sec-ot (Bisztricsány – Csomor, 1957), akkor 34,77 sec-ot kapunk, ami a szegedi állomás 34,8 sec-os – a diagramból is kiolvasható – észlelési idejével egyezik, vagyis igazoltuk, hogy a dunaharaszti földrengésből is 27 km-es kéregvastagság számítható.

A korábban publikált 35 km-es kéregvastagságnak az a magyarázata, hogy a szerzők olyan adatokat is figyelembe vettek, amelyek a Kárpát-medencén kívüli területekről származnak. Ezeken a táblás vidékeken a kéreg vastagabb, mint hazánk fiatal, harmadkori medencéjében, és azt sem szabad elfelejteni, hogy a környező táblás vidékek és a Magyar-medence között van a Kárpátok különösen vastag-kérgű gyűrt láncolata.



8. ábra. A dunaharaszti földrengés menetidő-diagramja és a belőle egyszerű refrakciós számítással megszerkesztett Moho-szelvény

Фиг. 8. Годограф землетрясения Дунахарасты и разрез поверхности М, построенный по этому годографу при помощи обыкновенных вычислений метода предложенных волн.

Fig. 8. Travel-time diagram of the Dunaharaszti earthquake and the Moho section as plotted of it by routine refraction computation

#### IV. Összefoglalás és következtetések

Az 1963. évi kéregkutató mérésünk igazolta, hogy a szélesszögű reflexiók észlelésére alapozott mérési rendszer alkalmasabb a kéregkutatásra, mint a reflexiós és refrakciós eljárások hagyományos rendszerei, mert kisebb költséggel jobb és biztosabb eredményeket ad. Ez önmagában is jelentős eredménye a kutatásnak.

A döntő eredmény azonban az, hogy immár egy 300 km hosszú szelvény megbízható adatai igazolják a kéreg viszonylagos vékonyságát a Magyar-medence alatt. Ez számos problémát megold, de ugyanannyit fel is vet.

A vékony kéreg fontos adatot nyújt a köztes medence kialakulási mechanizmusának vizsgálatára; közelebb viszi a megoldáshoz izosztatikus és regionális gravitációs kutatásainkat és még számos — ma még nem is belátható — kutatási probléma megoldásában lehet döntő szerepe.

Kutatásaink eredményei azonban máris magukban hordják az újabb problémákat. Ilyenek pl.: a két hullámcsoport értelme a Moho felületnél; miért jelentkezik a Conrad határfelület csak helyenként; azonosítható-e a 6000–6100 m/s sebességű felület a külföldi irodalomból ismert, ún. „gránit” felső határfelületével.

Reméljük, hogy további kutatásaink nemcsak a kéregvastagságra vonatkozó adatainkat fogják bővíteni, hanem hozzásegítenek majd a felmerült problémák megoldásához is.

#### IRODALOM

- Bisztray E. — Csomor D.*, 1957. Az 1956. jan. 12-i földrengés mikroszeizmikus adatainak feldolgozása és a Föld kérgének felépítése a Magyar-medencében. Geofizikai Közlemények. VI. köt. 1–2. sz.
- M. Bath*, 1954. Die Conrad-Diskontinuität. Freiburger Forschungshefte, C. 15.
- A. Clement — C. Layat*, 1961. Correlation à distance constante en sismique refraction. Geophysical Prospecting, Vol. IX., No. 2, June.
- A. M. Epinat'eva (Jepinatyeva)*, 1957. Reflected waves produced at angles of incidence greater than critical. Bulletin of Academy of Sciences of the USSR. No. 6.
- A. M. Jepinatyeva*, 1962. O dinamicseszkij szootnasenyijah otrazsennüh i prelomjonnüh voln v szeizmorazvedke. Glubinnije szeizmicseszkaja zemnoj korü v SzSzSzR. — Gosztopdehizdat, 335–342.
- Gálfi J. — Stegena L.*, 1955. Nagymélységű reflexiók Hajdúszoboszló vidékén. Geofizikai Közlemények, IV. köt. 2. sz.
- Gálfi J. — Stegena L.*, 1957. Szeizmikus reflexiós méréssel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről. Geofizikai Közlemények VI. köt. 1–2. sz.
- Gálfi J. — Pálos M.*, 1960. Refrakciós kéregkutató szelvény a Magyar-medencében. Geofizikai Közlemények VIII. köt. 4. sz.
- Gálfi J. — Stegena L.*, 1960. Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar-medencében. Geofizikai Közlemények VIII. köt. 4. sz.
- I. P. Koszminszkaja, — R. M. Kraksina*, 1961. O zakriticseszkij otrazsenijah ot granycü Mohorovicsicsa. IAN SzSzSzR szer. Geofiz. No. 6.
- Mituch E. — Posgay K. — Sédy L.*, 1964. Szélesszögű reflexiók alkalmazása a kéregkutatásban. Geofizikai Közlemények, XIII. évf. 2. sz.
- L. V. Molotova*, 1959. O regisztracii glubinnüh otrazsenij pri szeizmorazvedke.
- T. C. Richards*, 1960. Wide Angle Reflections and their Application to Finding Limestone Structures in the Foothills of Western Canada. Geophysics, Vol. XXV., No. 2. April.

СЕНАШИ ДЬЕРДЬ

## НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ВЕНГРИИ

На территории Венгрии поверхность Мохоровичича залегает на меньших, а поверхность Конрада — на больших глубинах, чем в других районах Земли. Это может объясняться только тем, что земная кора снизу пострадала разрушению, а сверху она опустилась. Мощность коры должна считаться с основания молодого третичного бассейна. Тем самым объясняется наличие в бассейне исключительно большого количества пирокластического игнимбриитообразного материала и необычно большой геотермической аномалии.

G. SZÉNÁS

## SOME REMARKS CONCERNING THE EARTH'S CRUST IN HUNGARY

The *Moho* discontinuity in Hungary is shallower than on most parts of the Earth; *Conrad* is at the same time deeper. This shows, that the crust was destroyed from below; accordingly subsided from above isostatically. The thickness of the crust is to be measured between the *Moho* and the floor of the Youngtertiary basin. The immense quantity of the ignimbrite-like piroclastic material and the extraordinary geothermal anomaly of the basin thus can be explained.

## NÉHÁNY MEGJEGYZÉS A MAGYARORSZÁGI FÖLDKÉREGRŐL

SZÉNÁS GYÖRGY

A legújabb hazai geofizikai irodalomban (Mituch, 1964.) rendkívül érdekes megállapítás van a magyarországi földkéregről. 300 km szeizmikus szelvény véglegesen eldöntötte, hogy a kéreg medencénk alatt valóban vékonyabb, mint a Föld legtöbb részén. A továbbiakban néhány megjegyzéssel szeretnék kommentálni ezt a tényt, és felvetni egy-két olyan gondolatot, amelyet ennek az új ismeretnek a birtokában a jövőben részletesen ki kell dolgozni.

Nem az az egyetlen sajátossága a magyarországi földkéregnek, hogy vékonyabb, mint a világátlag. A másik sajátosságot legutóbb Stegena Lajos (előadás a Magyar Geofizikusok Egyesületében) úgy fejezte ki, hogy amíg a *Moho* sekélyebb, mint másutt, addig a *Conrad* a helyén van.

Nos, a végleges szeizmikus anyag birtokában megállapíthatjuk, hogy hazánkban a *Moho* valóban *feljebb* van, mint másutt, de a *Conrad* sincs a helyén: a *Conrad* *lejjebb* van (a világátlag 15 km, hazánkban a *Conrad* átlagos mélysége: 18–19 km).



Ezt csak úgy lehet megmagyarázni, ha a kéreg vastagságát (vagyis az egyes szintek mélységét) nem a felszíntől mérjük, hanem a harmadkori medence aljzatától. Így kerül a Conrad a helyére; a harmadkori nyílt medence átlagos mélysége ugyanis 2–3 km.

Ez azt jelenti, hogy 1. a kéreg eredetileg vastagabb volt, 2. alulról pusztulással vékonyodott, 3. aljának pusztulásos vékonyodását izosztatikussal súlygyarapodással, vagyis felszínének nem-pusztulásos behorpadásával egyenlítette ki (ehhez húzófeszültségek egyidejű fellépése is nyilván hozzájárult, lásd például a Kisalföldet).

Az utóbbi révén alakult ki a magyar medence. Ezzel, a kéreg elvékonyodásának, ill. elvékonyodása szakaszainak kora is rögzíthető.

De hogyan pusztult el a kéreg alja? Stegena ezt a fentebb idézett előadásában magmaáramlással magyarázta.

Kereshetünk azonban más lehetőséget is. Magmaáramlás ugyanis közvetlenül a kéreg alatt, 200–600 C° hőmérséklet mellett, nehezen képzelhető el (Egyed, 1962).\*

Az alp-kárpáti gyűrődés plasztikus deformációja ellenben elégséges hőmennyiséget termelhetett ahhoz, hogy az ívén belül levő kéregdarab alját megolvassza.

Ez az olvadék nem lefelé vagy laterálisan szállítódott el, hanem *felfelé*. Pantó becslése szerint a magyar medencét feltöltő üledékes kőzeteknek csaknem fele piroklasztikus; átlagvastagságuk 250 m. Nem ismeretes még egy harmadkori medence a Földön, amely ennyire bővelkednék vulkáni eredetű anyagban.

Fel kell tehát tételeznünk, hogy a megolvadt kéregalj többszörösen ismétlődő és nagymennyiségű anyagot szállító, rendkívül heves erupciókkal került az akkori felszínre (vö. ignimbrit).

Az olvadékból természetesen jócskán maradhatott is, illetve a kéreg talpa ma is lehet itt-ott olvadt állapotban. A szörványos kettős reflektáló szint a Moho közelében ennek egyáltalában nem mond ellene.

Minthogy a jelenség sem gravitációs, sem pedig földmágneses szempontból – jelenleg, látszólag – nem specifikus, a szeizmikus módszeren kívül csak a geotermikus módszert hívhatjuk segítségül a probléma tanulmányozására.

A magyarországi rendkívüli hőmérsékleti anomáliát nagyobb hőárammal is, a harmadkori rétegek gyenge hővezetésével (kis reciprok gradiensevel) is magyarázzák.

Az igazság valószínűleg az, hogy valóban fennáll a kis hővezetőképesség, de ez még nem csinál meleget. Az a hatalmas hőmérsékleti anomália, amely a magyar medencében van, nagyobb intenzitású hőforrást kíván, mint egy egyszerű, ugyancsak rosszul vezető köpenytumort. Ez a nagyobb intenzitású hőforrás pedig lehet az olvadt vagy éppen szilárdulóban levő kéregtalp, amely természetesen *helyileg* a hőáramot is növeli.

\* Magmaáramlásról semmiképpen sem helyes beszélni, mert a magma – per definitionem – *izzónfolyó szilikátolvadék* oldat. Ilyen halmazállapotú szilikát anyag, zárt áramkörökben mozogva, közvetlenül a kéreg alatt nem lehetséges. Viszkózus, plasztikus mozgás szilárd fázisban azonban nyilván van, hiszen a tektonikai mozgások maguk is ezt bizonyítják.

Ezeket a kérdéseket a továbbiakban részletesen tanulmányozzuk. Nagy segítséget nyújtanak a Geofizikai Intézet jelenleg folyamatban levő dőlés-menti szeizmikus kutatásai. Az a szeizmikus vonal ugyanis, amelyre utaltunk, a magyar medence csapásában fut. Eredményei nem tükrözhetik olyan híven a leírt törvényszerűségeket, mint egy nagyobb változásokat harántoló dőlés-menti vonal.

A felvetett megjegyzéseket azért is adjuk közre nem véglegesnek tekintendő fogalmazásban, hogy alkalmat adjunk a kérdések megvitatására.

#### IRODALOM

*Mituch Erzsébet*, 1964. A hazai szeizmikus kéregkutatás újabb eredményei. Geofizikai Közlemények.

*Egyed László*, 1962. A Vörös tenger kialakulásának kérdéséhez. Geofizikai Közlemények.



ZILAHY – SEBESS LÁSZLÓ

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ОСТАТОЧНЫХ АНОМАЛИЙ ПОЛЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ПРИ ПОМОЩИ СЧЕТНО-РЕШАЮЩЕЙ МАШИНЫ

Введение новых приемов обработки данных гравиметрической съемки, предлагаемых в литературе, требует часто большого объема вычислительных работ. Во многих случаях целесообразным представляется использовать электронные вычислительные машины уже при проведении экспериментальных вычислений, направленных на определение ограничений данного приема.

В настоящей работе рассматривается вычисление региональных аномалий, определяемых при помощи полиномов третьей степени с двумя переменными, с использованием электронной счетно-решающей машины ИБМ – 628. Хотя и в связи с небольшой мощностью машины ИБМ – 628 по хранению данных и ограниченностью шагов программы, вычисления могут быть выполнены только последовательно в деталях, все-же таким образом значительно сокращается время обработки. Опытные вычисления, проведенные для проверки программы, показывают, что указанный метод определения региональных аномалий является выгодным с точки зрения техники вычислений, но не может применяться без учета геологических условий.

L. ZILAHY – SEBESS

## THE DETERMINATION OF REGIONAL AND RESIDUAL ANOMALIES WITH THE AID OF A HIGH-SPEED ELECTRONIC COMPUTER

New methods in gravity interpretation require a lot of computation. Some times even in determining the limits, high-speed electronic computers are needed. Regional-anomaly calculation is presented by bivariate polynomials of third-degree, programmed upon a high-speed computer IBM – 628. Although the machine is of limited storage, the time of computing work can be significantly cut. Such process is correct and advantageous, still the exact geological conditions are to be taken into consideration.

## REGIONÁLIS ÉS MARADÉKANOMÁLIÁK MEGHATÁROZÁSA GÉPI SZÁMÍTÁSSAL

ZILAHY – SEBESS LÁSZLÓ

A Bouguer-anomáliatérképek – természetüknél fogva – a területen levő valamennyi földtani képződmény együttes hatását tükrözik, holott a kutatás célja rendszerint valamely kitüntetett képződmény vagy szerkezet meghatározása. A Bouguer-anomáliák integrált hatást tükröző képét tehát fel kell bontanunk a vélhető földtani hatók szerint. A földtani hatók első közelítésben regionális és lokális hatóra bonthatók. A regionális ható egy terület nagyszerkezetének általános menete (pl. regionális lejtés valamely irányban); lokális hatón pedig helyi szerkezeteket, helyi sűrűséganomáliákat



értünk, amik lehetnek a regionális ható medencealjazat formaelemei, vagy attól független, de térben felette levő földtani testek (pl. bérc, boltozat, beágyazódás stb.).

A gravitációs Bouguer-anomáliatérképek értelmezésénél már az is előnyös lenne, ha legalább a helyi és a regionális földtani hatók gravitációs hatását egymástól szét tudnánk választani. Ebben a tanulmányban egy ilyen kísérletet mutatunk be.

A regionális hatást valamilyen függvénnyel kell leírni, lehetőleg olyanal, amely legjobban követi a tényleges ható térbeli változásait. Jelenlegi vizsgálatainkban ennek a függvénynek  $[G(x, y)]$  meghatározásánál első közelítésben feltételezzük, hogy a hazai és a szomszédos területek regionális hatása (a regionális ható hatása) egy viszonylag alacsony fokszámú (kétváltozós, harmadfokú) polinommal leírható. A harmadfokú kétváltozós polinomok közül a legvalószínűbbet — az észlelt értékeket felhasználva —, a legkisebb négyzetek módszerével határozzuk meg. (2)

A  $g$  regionális elméleti értékeit szolgáltató harmadfokú függvény alakja a következő:

$$G(x_i, y_j) = ax_i^3 + by_j^3 + cx_i^2y_j + dx_iy_j^2 + ex_i^2 + fy_j^2 + \\ + gx_iy_j + hx_i + iy_j + k \quad (1)$$

Az ismeretlen optimális  $a, b, \dots, k$  paramétereket az alábbi (2) mátrixokból képezhető tízismeretlenes lineáris egyenletrendszer szolgáltatja (l. táblázat).

Minthogy az ilyen nagy egyenletrendszer együtthatóinak meghatározása és az ismeretlen paraméterek kiszámítása nagymennyiségű számolási munkával jár, a munka egy részének elvégzésére elektronikus számológépet veszünk igénybe. Ha téglalap alakú és ennek megfelelő rácsrendszer pontjaiban megadott alapértékekből indulunk ki, számolástechnikai előnyökhöz jutunk, hiszen ebben az esetben az egyenletrendszer mátrixát, mint az egyes változók soronkénti, ill. oszloponkénti hatványösszegeinek a szorzatát megadhatjuk. További igen jelentős munkamegtakarítást érünk el, ha a téglalap alakú területet úgy választjuk meg, hogy a rácsponatok száma mindkét oldalon páratlan legyen. Ebben az esetben van egy olyan rácspon, amelyre nézve az elrendezés középpontosan szimmetrikus. Ha az origót a szimmetriapontban vesszük fel, akkor a baloldalon — esetünkben — minden olyan összeg eltűnik, amelyben legalább az egyik változó páratlan kitevővel fordul elő. Az origót szabadon választjuk meg, mert a legkisebb négyzetek elve alapján nyert legvalószínűbb harmadfokú felület nem függ az origó helyzetétől.

Szabályos hálózat és szimmetrikus origó választása után a (2) egyenlet három 3 ismeretlenes és egy 1 ismeretlenes lineáris egyenletre bomlik.

$$[x^6] a + [x^4y^2] d + [x^4] h = [G(x, y) x^3]$$

$$\text{I, } [x^4y^2] a + [x^2y^4] d + [x^2y^2] h = [G(x, y) xy^2]$$

$$[x^4] a + [x^2y^2] d + [x^2] h = [G(x, y) x]$$

$$[y^6] b + [x^2y^4] c + [y^4] i = [G(x, y) y^3]$$

$$\text{II. } [x^2y^4]b + [x^4y^2]c + [x^2y^2]i = [G(x, y)x^2y]$$

$$[y^4]b + [x^2y^2]c + [y^2]i = [G(x, y)y]$$

$$[x^4]e + [x^2y^2]f + [x^2]k = [G(x, y)x^2]$$

$$\text{III. } [x^2y^2]e + [y^4]f + [y^2]k = [G(x, y)y^2]$$

$$[x^2]e + [y^2]f + [1]k = [G(x, y)]$$

$$\text{IV. } [x^2y^2]g = [G(x, y)xy]$$

A választott rácsrendszer  $31 \times 41$  rácspontot tartalmaz. Az origót a centrális szimmetriapontban választjuk. A változók a

$$-15 \leq x \leq +15$$

$$-20 \leq y \leq +20$$

intervallumok egészszámainak értékeit veszük fel.

Egyenleteink a következőképpen alakulnak:

$$\text{I. } \begin{aligned} 2 \cdot 499 \cdot 599 \cdot 440 a + 2 \cdot 047 \cdot 021 \cdot 760 d + 14 \cdot 612 \cdot 584 h &= [G(x, y)x^3] \\ 2 \cdot 047 \cdot 021 \cdot 760 a + 3 \cdot 584 \cdot 423 \cdot 360 d + 14 \cdot 235 \cdot 200 h &= [G(x, y)xy^2] \\ 14 \cdot 621 \cdot 584 a + 14 \cdot 235 \cdot 200 d + 101 \cdot 680 h &= [G(x, y)x] \end{aligned}$$

$$\text{II. } \begin{aligned} 13 \cdot 420 \cdot 260 \cdot 220 b + 3 \cdot 584 \cdot 423 \cdot 360 c + 44 \cdot 805 \cdot 292 i &= [G(x, y)y^3] \\ 3 \cdot 584 \cdot 423 \cdot 360 b + 2 \cdot 047 \cdot 021 \cdot 760 c + 14 \cdot 235 \cdot 200 i &= [G(x, y)x^2y] \\ 44 \cdot 805 \cdot 292 b + 14 \cdot 235 \cdot 200 c + 177 \cdot 940 i &= [G(x, y)y] \end{aligned}$$

$$\text{III. } \begin{aligned} 14 \cdot 621 \cdot 584 e + 14 \cdot 235 \cdot 200 f + 101 \cdot 680 k &= [G(x, y)x^2] \\ 14 \cdot 235 \cdot 200 e + 44 \cdot 805 \cdot 292 f + 177 \cdot 940 k &= [G(x, y)y^2] \\ 101 \cdot 680 e + 177 \cdot 940 f + 1 \cdot 271 k &= [G(x, y) \cdot 1] \end{aligned}$$

$$\text{IV. } 14 \cdot 235 \cdot 200 g = [G(x, y)xy]$$

Minthogy a  $31 \times 41$  hálózat előreláthatólag több esetben is felhasználható lesz az egyenletrendszerek mátrixaihoz, meghatározzuk az inverz mátrixok elemeit is. A legvalószínűbb paramétereket az inverz mátrix elemeinek és az ezekhez tartozó jobboldali összegeknek a skaláris szorzata adja meg.

Az inverz mátrix elemei:

$$D_I^{-1} = \begin{pmatrix} 2,518790 \cdot 10^{-9} & 0 & -3,622021 \cdot 10^{-7} \\ 0 & 0,6283396 \cdot 10^{-9} & -0,8796753 \cdot 10^{-7} \\ -3,622021 \cdot 10^{-7} & -0,8796753 \cdot 10^{-7} & +7,423490 \cdot 10^{-5} \end{pmatrix}$$

$$D_{II}^{-1} = \begin{pmatrix} 4,6766370 \cdot 10^{-10} & 0 & -1,1775773 \cdot 10^{-7} \\ 0 & 1,1010715 \cdot 10^{-9} & -8,8085719 \cdot 10^{-8} \\ -1,1775773 \cdot 10^{-7} & -8,8085719 \cdot 10^{-8} & +4,2318126 \cdot 10^{-5} \end{pmatrix}$$

$$D^{-1} = \begin{pmatrix} 1,5415008 \cdot 10^{-7} & 0 & -1,2332010 \cdot 10^{-5} \\ 0 & 5,0267192 \cdot 10^{-8} & -0,7037403 \cdot 10^{-5} \\ -1,2332010 \cdot 10^{-5} & -0,7037403 \cdot 10^{-5} & +2,7585792 \cdot 10^{-3} \end{pmatrix}$$

$$D_{IV}^{-1} = (7,0248398 \cdot 10^{-8})$$



I. táblázat

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
$[x^6]$	$[x^3y^3]$	$[x^2y]$	$[x^4y^2]$	$[x^5]$	$[x^3y^2]$	$[x^4y]$	$[x^4]$	$[x^6y]$	$[x^2]$	$[g(x, y) \cdot x^3]$
$[x^3y^3]$	$[y^6]$	$[x^5y^4]$	$[x^3y^5]$	$[x^6y^2]$	$[y^5]$	$[x^4y^4]$	$[x^3y^3]$	$[y^4]$	$[y^3]$	$[g(x, y) \cdot y^3]$
$[x^5y]$	$[x^2y^4]$	$[x^4y^2]$	$[x^6y^3]$	$[x^4y]$	$[x^6y^3]$	$[x^6y^2]$	$x^3y$	$[x^2y^2]$	$[x^5y]$	$[g(x, y) \cdot x^2y]$
$[x^4y^2]$	$[x^3y^5]$	$[x^6y^3]$	$[x^2y^4]$	$[x^6y^2]$	$[xy^4]$	$[x^2y^3]$	$[x^2y^2]$	$[xy^3]$	$[xy^2]$	$[g(x, y) \cdot xy^2]$
$[x^5]$	$[x^2y^3]$	$[x^4y]$	$[x^2y^2]$	$[x^4]$	$[x^2y^2]$	$[x^2y]$	$[x^3]$	$[x^2y]$	$[x^2]$	$[g(x, y) \cdot x^2]$
$[x^3y^2]$	$[y^5]$	$[x^2y^3]$	$[xy^4]$	$[x^6y^2]$	$[y^4]$	$[xy^3]$	$[xy^2]$	$[y^3]$	$[y^2]$	$[g(x, y) \cdot y^2]$
$[x^4y]$	$[xy^4]$	$[x^6y^2]$	$[x^2y^3]$	$[x^2y]$	$[xy^3]$	$[x^2y^2]$	$[x^2y]$	$[xy^2]$	$[xy]$	$[g(x, y) \cdot xy]$
$[x^4]$	$[xy^3]$	$[x^6y]$	$[x^2y^2]$	$[x^6]$	$[xy^2]$	$[x^2y]$	$[x^2]$	$[xy]$	$[x]$	$[g(x, y) \cdot x]$
$[x^3y]$	$[y^4]$	$[x^2y^2]$	$[xy^3]$	$[x^2y]$	$[y^2]$	$[xy^2]$	$[xy]$	$[y^2]$	$[y]$	$[g(x, y) \cdot y]$
$[x^3]$	$[y^3]$	$[x^2y]$	$[xy^2]$	$[x^2]$	$[y^2]$	$[xy]$	$[x]$	$[y]$	$[1]$	$[g(x, y)]$

(2)

ahol a [ ] zárójel összegzést jelent valamennyi számításba jövő pontra.

$$[x^ky^l] = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M x_i^k y_j^l$$



Célszerű az egyes paramétereket különböző pontossággal meghatározni, mégpedig

az $a, b, c, d$	értékeket nyolc tizedesre
az $e, f, g$	értékeket hét tizedesre
a $h, i$	értékeket hat tizedesre
a $k$	értéket négy tizedesre.

Ha ezt a pontosságot betartjuk, az elméleti értéket kb.  $10^{-3}$  pontossággal határozzuk meg az adott háromjegyű adatok egységében.

Ha a számítást IBM 628-as gépen végezzük, az észlelt értékekből a téglalap-hálózat rácspontjaira interpolált értékeket a lyukkártyán a következő kártyaterv szerint rögzítjük (1. ábra).

- (1 – 3) oszlop a Geofizikai Intézet száma
- (4 – 6) oszlop a munkanem száma (kódja)
- (7 – 8) oszlop  $y_1$
- (9 – 10) oszlop  $x$
- (11 – 13) oszlop a  $g(x, y)$  értéke az  $(y_1, x)$  pontban
- (14 – 16) oszlop a  $g(x, y)$  értéke az  $(y_2, x)$  pontban
- (17 – 19) oszlop a  $g(x, y)$  értéke az  $(y_3, x)$  pontban
- (20 – 22) oszlop a  $g(x, y)$  értéke az  $(y_4, x)$  pontban
- (23 – 25) oszlop a  $g(x, y)$  értéke az  $(y_5, x)$  pontban
- (26 – 28) oszlop a  $g(x, y)$  értéke az  $(y_6, x)$  pontban
- (29 – 32) oszlop az ellenőrző összeg.

Az  $x$ -nek a lyukkártyára adott egy értékéhez öt, ill. hat  $\Delta g$  érték kerül. Az  $y$  értékek az egyes kártyákon a következő értékhatárok közt változnak:  $(-20, -16)$ ;  $(-15, -11)$ ;  $(-10, -6)$ ;  $(-5, -1)$ ;  $(0, 4)$ ;  $(5, 9)$ ;  $(10, 14)$ ;  $(15, 20)$ .

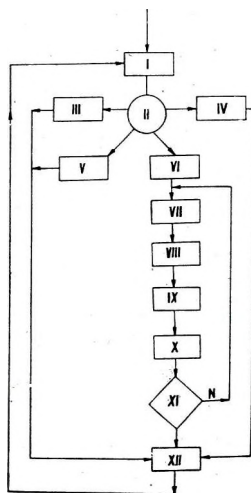
A lyukkártya (7–8) oszlopára csak az intervallum legkisebb  $y$  értékét lyukasztjuk, a többi – ha a számítás menete megkívánja – a számítógép automatikusan képi.

A számításhoz kártyánként szükséges alapadatok mennyiségét – ellenőrzés céljából – a lyukkártyákon rögzítjük (29–32 oszlop). Ennek segítségével a gép maga is megvizsgálhatja a kézi lyukasztások helyességét; ezáltal a feldolgozás biztonsága növelhető.

Az egyenletrendszer jobb oldali tagjainak kiszámítása mellett a számítógép meghatározza az alapadatokat tartalmazó kártyák számát is (248). Így minden gépi menet után ellenőrizhető a kártyák száma.

Az összegeket gyűjtő tárolókat a számolás megindítása előtt ki kell üríteni. Az eredményeket az alapkártyák után elhelyezett üres eredménykártyákba lyukasztjuk. Ezeket a programnak megfelelő lyukasztásokkal előzőleg megjelöljük. Ezek a lyukasztások az eredménykártyákat egymástól is, az alapkártyától is megkülönböztetik, ezen felül a számítás menetének az irányításában is résztvesznek.

Az optimális paramétereket szolgáltató egyenletrendszer együtthatóinak kiszámítását az IBM 628-as elektronikus számítógép a 2. ábrán látható terv szerint végzi.



2. ábra

A lyukkártyákat a gép számára ennél a munkánál nem szükséges rendezni, csupán a három eredménykártyát kell az alapadatokat tartalmazó kártyák után helyezni. A 2. ábrán feltüntetett egyes blokkok jelentése röviden a következő:

I. Az első, ill. a soron következő kártya gépi leolvasása.

II. Az első parancs végrehajtása során a programszelektorok segítségével a gép eldönti, hogy az érzékelt kártyafajtának megfelelően hol találja a következő parancsot.

a 78/x jelű kártyáknál a III.

a 79/x jelű kártyáknál a IV.

a 80/x jelű kártyáknál az V.

egyéb jelű kártyáknál a VI.

jelű parancssorozatot kell végrehajtani (a 78/x jelzés azt jelenti, hogy a lyukkártya 78. oszlopán a 11. sorban lyukasztást találunk).

III. A  $[Gy^2]$ ,  $[Gx, y]$  és  $[Gx^2y]$  összegek átírása eredménytárolókba.

IV. A  $[Gy]$ ,  $[Gx]$  és  $[Gx^3]$  összegek átírása eredménytárolókba.

V. A  $[Gy^3]$ ,  $[Gxy^2]$ ,  $[Gx^2]$  és  $[G]$  összegek átírása eredménytárolókba.

VI. A ciklusszámláló tároló  $(k)$  törlése.

VII. Az érzékelt kártya  $x$ ,  $y$  és első  $G$  adatából képezhető szorzatok képzése és azok hozzáadása az eddig felgyűlt összegekhez:

$$\begin{array}{ll}
 Gy & + [Gy] \Rightarrow [Gy] \\
 Gx & + [Gx] \Rightarrow [Gx] \\
 Gx^2 & + [Gx^2] \Rightarrow [Gx^2] \\
 Gy^2 & + [Gy^2] \Rightarrow [Gy^2] \\
 Gxy & + [Gxy] \Rightarrow [Gxy] \\
 Gx^3 & + [Gx^3] \Rightarrow [Gx^3] \\
 Gy^3 & + [Gy^3] \Rightarrow [Gy^3] \\
 Gxy & + [Gx^2y] \Rightarrow [Gx^2y] \\
 Gxy^2 & + [Gxy^2] \Rightarrow [Gxy^2] \\
 G & + [G] \Rightarrow [G]
 \end{array}$$

VIII. A kártyán rögzített  $y$  értékének növelése 1-gyel.

IX. A  $G$  értékek ciklikus cseréje (ez azt jelenti, hogy  $G_i$  helyébe a  $G_{i+1}$  lép, tehát első esetben a  $G_1$  helyén már a  $G_2$ -t találjuk).

X. A  $(k)$  tároló tartalmának növelése 1-gyel.

XI. Annak megvizsgálása, hogy a  $(k)$  tartalma egyenlő-e már hattal; ha igen, akkor már minden összegezést elvégeztünk a kártyára vonatkozólag, tehát a következő parancs a XII., azaz a „program vége” következik.

Ha a  $(k)$  tároló tartalma nem egyenlő 6-tal, akkor visszatérünk a VII. blokkhoz.

A III., IV., V. műveletcsoport közvetlenül a XII-hez csatlakozik. A „program vége” esetünkben csak az érzékelt kártyára vonatkozik. A fel-dolgozás egy újabb kártya érzékelésével folytatódik, s addig tart, amíg az olvasóberendezés az utolsó eredménykártyát is érzékeli.

Az alap- és eredménykártyák átfutása után rendelkezésünkre állnak az optimális paramétereket szolgáltató egyenletrendszer tiszta tagjai. Ellen-őrzés céljából, hogy az esetleges véletlen jellegű hibákat elkerüljük, célszerű a számolást többször is elvégeztetni. Ennek különösebb akadálya nincs, mert a kártyák egy teljes átfutása 5 percet vesz igénybe.

A kiszámított összegek, valamint a  $(31 \times 41)$  téglalap-hálózatra és harmadfokú kétváltozós polinomra vonatkozó inverz mátrix segítségével, rövid számolással kapjuk meg a keresett optimálisan közelítő polinom együtt-hatóit. A feladat programozása és a program helyes működésének az ellen-őrzése ennél lényegesen hosszabb időt igényel.

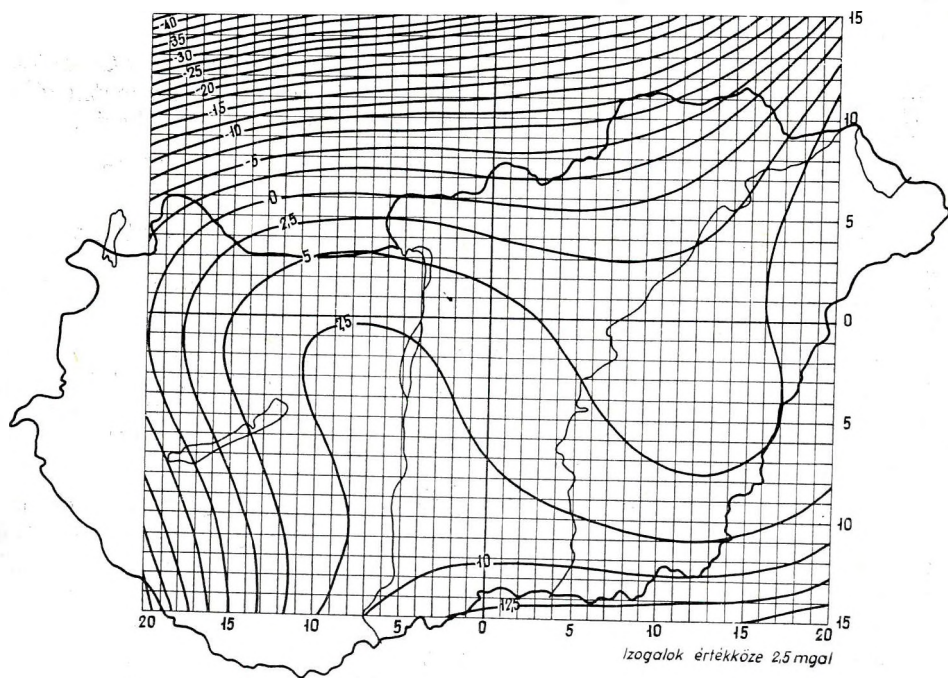
Az elméleti értékeket és azok eltérését az alapadatoktól ismét az elektro-nikus számítógép határozta meg. A harmadfokú kétváltozós polinom együtt-hatóit egy kártyára lyukasztjuk, és megkülönböztető jellel látjuk el (80/R). A számítógép feladata ezután az, hogy a megadott harmadfokú kétváltozós hatványfüggvény értékét számolja az érzékelt  $(x, y_1)$ , továbbá az  $(x, y_2)$ ,  $(x, y_3)$ ,  $(x, y_4)$ ,  $(x, y_5)$ ,  $(x, y_6)$  koordinátákkal megadott pontok helyén. A lyuk-kártyába a  $(33-68)$  oszlopokra (l.: 1. ábra), lyukasztott elméleti értékeket, az alapadatokat és az eltéréseket az IBM 421-es táblázógép írja ki.

Az elektronikus számológép alkalmazása ebben az esetben olyan eljárás bevezetését teszi lehetővé, amely kézi számológépek használata mellett – a jelentős időszükséglet miatt – nagyobb méretekben nem lenne gazdaságos.

Az eljárás gépi idő-szükséglete minimális. Ha a számítás a kívánt célnak megfelel és annak rendszeres alkalmazására sor kerülhet, célszerű az eljárást kidolgozni tárolt programozású számítógépre is, mert így a számítási folyamat megismétlése kényelmesebb és gazdaságosabb.

\* \* \*

A munka végeredményeképpen a 3. ábrán bemutatott regionális-anomáliatérképet nyertük. A térkép készítéséhez felhasználtuk Magyarország és Csehszlovákia gravitációs alaphálózatának  $\delta = 2,67 \text{ g/cm}^3$ -rel számolt Bouguer-anomália értékeit.



3. ábra

A térképen feltüntettük a szabályos hálózatot. A nyert eredmény sajnos nem kielégítő. Ennek oka nyilván a terület megválasztásában keresendő (az eljárás alkalmazása előtt tekintetbe kell venni a földtani viszonyokat is).



Kíváncsok az eljárás felbontó képességét különböző földtani viszonyok mellett tanulmányozni.

A szerző köszönetét fejezi ki a Geofizikai Intézet Gravitációs osztályának különösen Pollhammer Manóné tud. munkatársnak az adatok szíves rendelkezésre bocsátásáért.

#### IRODALOM

A lyukkártyarendszer általános ismertetése. A KSH Ügyvitelgépesítési Felügyelete szaktanfolyam jegyzete, 1962.

Fajklewicz Z.: Approximierung der Regionelfelder der Schwerkraft. Freiburger Forschungshefte, Berlin, 1961.

Kämmerer W.: Ziffernrechnenautomaten, Berlin, 1960.

Kiefer J. – Pásztor E. – Sulyok I.: Elektronikus számológépek. KSH Ügyvitelgépesítési Felügyelete. Műszaki jegyzet. 1961.

Kitow A. J. – Krinitzki N. A.: Wie arbeitet eine elektronische Rechenmaschine. Leipzig, 1960.

Dr. Kmety A. – Zilahy-Sebess L.: Az IBM 628-as elektronikus számítógép alkalmazási lehetőségei. Ügyviteltechnika. IV. évf. 1962 augusztus.

#### A Szerkesztőség megjegyzése

Dr. Zilahy-Sebess dolgozata alapos és elvileg is kifogástalan munka. Nem túlzás azt állítani, hogy jelentősége úttörő jellegű, mert a hazánkban még csak most induló elektronikus gépi számításhoz és a nagy számolási igényű munkák programozásához kitűnő példát nyújt. Az eredeti Fajklewicz-féle eljárást emellett még szellemesen egyszerűsíti is. Meggyőződésünk, hogy a nemzetközi irodalomban visszhangja lesz.

A bemutatott regionális-anomália térképpel kapcsolatban megjegyezzük ha már magasabb fokú közelítéssel határozzuk meg a regionális anomáliát, akkor a matrix méretét célszerűbb lenne úgy megválasztani, hogy teljes terjedelmében a Magyar-medence területére essék. Ha ugyanis a matrix fedi a Kárpátok geoszinklinális jellegű területeit is, akkor a regionális ható amúgyis tisztázatlan fogalma egy új ismeretlen tényezővel bonyolódik: a geoszinklinális jellegű gyúrt hegység és a köztes medence határán fellépő ismeretlen sűrűségeloszlással.

A Magyar-medencében – véleményünk szerint – két jelentős „regionalitás” lehet a közismert DNy – ÉK irányú szerkezeti tendencia és a medencealjzat mélységének regionális változása (azzal a korrekcióval, amit következő cikkünk erről közöl). Ezek egyikét sem mutatja a szóban forgó térkép, vagyis megerősítettnek véljük azt a feltevésünket, hogy a Magyar-medencében a regionalitást, a regionális hatót és a regionális anomáliát nem szabad úgy tekinteni, mint például egy táblás vidéken. Ezzel a kérdéssel következő tanulmányunk részletesen foglalkozik.



ПИНТЕР – АДАМ – СЕНАШ

## О ПРОБЛЕМАХ ИСТОЛКОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ ПОЛЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ВЕНГЕРСКОМ БАСЕЙНЕ

Общий вид аномалий Буге Венгеского бассейна позволяет предполагать, что на территории этого бассейна региональная аномалия поля силы тяжести не может быть вычислена обыкновенными осредняющими приемами, математическими приближениями. Предполагается, что региональный эффект поля силы тяжести в общих чертах обусловлен основанием бассейна. Для выяснения этого вопроса в данной работе делается попытка связать аномалии Буге (и Фая) с основанием бассейна. В области положительной корреляции основание бассейна может обоснованно считаться региональным возмущающим фактором. Однако, при похой или отрицательной корреляции (глубокие участки бассейна), кроме воздействия утонения коры, необходимо также ожидать увеличения плотности молодой осадочной толщи с глубиной до величины, равной или даже превышающей величину плотности основания бассейна.

Следовательно, геологическое смысло регионального возмущающего тела сводится к следующему: совместное воздействие средней поверхности основания бассейна и осадочной, толщи характеризующейся плотностью, зависящей от глубины. При такой схеме можно приближенно вычислить региональную аномалию для молодого третичного бассейна. При этом остаточные аномалии геологически интерпретируются легче, чем остаточные аномалии, вычисленные любым математическим приемом.

A. PINTÉR – O. ÁDÁM – G. SZÉNÁS

## REGIONAL GRAVITY INTERPRETATION IN THE HUNGARIAN

The trend of the Bouguer-anomalies of the Hungarian basin does not suggest the calculation of gravitational regional anomaly with the usual averaging methods or mathematical approximations. It is supposed, that the regionality is roughly in connection with the floor of the Tertiary basin. In order to examine this question correlation is searched between the Bouguer- (and Faye-) anomalies and the basin-floor. On the areas of *positive* correlation the basin-floor can be regarded as the cause of the regionality. On other areas, however, where correlation is *doubtful* or *negative* (in the case of a deep basin), it must be assumed – beside the effect of the thinning Crust – that the density of the Tertiary sedimentary formation increases with depth and can reach, moreover exceed that of the basin-floor.

Consequently the geological meaning of the regionality is: the average surface of the basin-floor and the basin sediments (the density of which is a function of the depth) together. Having recognized this model the regional anomaly of a Tertiary basin can be approximately calculated. The residual anomalies attained so can be geologically more easily interpreted than those computed by any mathematical method.

## A MAGYAR MEDENCE REGIONÁLIS GRAVITÁCIÓS ÉRTELMEZÉSI PROBLÉMÁI

PINTÉR A. — ÁDÁM O. — SZÉNÁS G.

Ha Magyarország Bouguer-anomáliatérképét (1. ábra) akár csak kvalitatíve is értelmezni akarjuk, számos probléma vetődik fel: például a negatív anomáliák kérdése a soproni kristályos hegység területén, a nagy pozitív anomáliák az Alföld déli részén stb. Ha másodlagos feldolgozási módszerekkel kvantitatívabb eredményeket akarunk elérni, további nehézségekkel találkozunk. Ilyen például a különböző másodlagos anomáliák értelme, és kiszámításuk módszere a nyílt medenceterületeken, illetve a harmadkornál idősebb kibúvások (középhegységek) területén. Vizsgálatainkat ennek megfelelően két részre bontottuk. Az egyik rész a regionális problémakört foglalja magában, a másik rész a részletmérések értelmezését. Könnyen belátható, hogy e két rész összefügg, de úgy, hogy az első rész logikailag és időrendben megelőzi a másodikat.

E két problémakör olyan széles, hogy ésszerű tagolást kíván. Vizsgálatainkról, ahogyan előrehaladunk, rendre számot adunk. A regionális értelmezés problémájával a Geofizikai Intézet Értelmező és Egyeztető osztálya, a különböző hatószámítási stb. kérdésekkel a Gravitációs osztály munkaközössége foglalkozik. Jelenleg a regionális problémakört vizsgáljuk, részben általánosságban, részben pedig sajátosan a magyar medence regionális anomáliájának vonatkozásában.

A regionális anomália fogalma az irodalomban nincs tisztázva, bár vannak kísérletek az elfogadható értelmezésre. A Bouguer-anomáliának általában azt a részét nevezzük regionálisnak, amely lassan, többé-kevésbé egyenletesen változik és rendszerint valamilyen mélyebb hatónak tulajdonítható. Ez a megfogalmazás bár igen szemléletes, nem segít olyan számolási eljárás kidolgozásához, amely minden esetben egyértelműen lehetővé tenné a földtani realitásnak megfelelő regionális anomália kiszámítását. A gyakorlatban és az irodalomban ennek megfelelően számos regionális anomaliaszámítási eljárással találkozunk. Legegyszerűbb és talán elvileg is legjobb a grafikus eljárás. Hiányossága azonban, hogy önkényes és csak egyszerű esetekben használható. A különféle úgynevezett átlagoló eljárások elvileg sem kifogástalanok, mert a helyi hatókat nem választják el teljesen a regionális hatótól (a helyi hatók deformálják a regionális képet). Ugyanez a hibája a kiegyenlítőszámításon alapuló különböző fokú közelítésnek is. Itt is a regionális és helyi hatók együttesen alakítják ki a számított felületet. Az anomáliákat ilyen módon nem lehetséges a földtani realitásnak megfelelő regionális anomáliákra és lokális anomáliákra szétválasztani.

Ez a fejtegetés feltételezi azt, hogy a regionális anomáliának regionális — földtanilag megfogalmazható — hatója van. De vajon valóban van-e?

Woollard (1952.) szerint „a gravitáció bármilyen mért értéke számos tömeghatás eredője és ezek a tömeghatások fontosságuk sorrendjében a következők:

1. a Földnek, mint egésznek alakja és nagysága;
2. a Föld forgása;



3. a magasságkülönbségek;
4. a földkéreg horizontális vastagságváltozásaiából adódó tömegegyenetlenségek;
5. a felszíni üledékes kőzetek alatt levő kristályos összlet sűrűségváltozásaiából eredő horizontális tömegváltozások;
6. a felszínen és a felszínhez közel levő kőzetek sűrűségének változásaiából eredő horizontális tömegváltozások;
7. az eltemetett kristályos kőzetfelszín domborzati változásai;
8. a környezet felszínének domborzati változásai;
9. a Föld reakciója az árapálykeltő erőkre, és a légköri nyomás változásai.

Ezek közül a 4–7. tömeghatások (a továbbiakban: 4–7.) okozzák az anomáliákat. A többinek a gyakorlati kutatás számára földtani értelme nincs, normálérték vagy korrekció (általában ismert, ill. számítható). A 4–7.-at elemezve azt láthatjuk, hogy ezek közül – mint lehetséges kőolajtárolónak – a 6. alatt említett tömegváltozásnak van szerepe. Ha a 6.-t ily módon a kiemelni kívánt lokális hatásnak tekintjük, akkor a többi (4., 5., 7.) együttevée okozza a regionális anomáliát.

A 4., 5., 7. földtanilag rendkívül széles tartományt fed. A Woollard-féle felfogás, illetve felosztás szerint tehát a regionális anomáliákhoz jól definiált, egyértelmű földtani ható nem rendelhető. Ezért kellett a regionális anomália kiszámításához matematikai megoldást keresni. Így kaptak szerepet az említett grafikus és matematikai eljárások. Ha tehát a regionális hatóról semmiféle képzetünk nincsen, akkor a regionalitást esetleg a Bouguer-anomáliákból lehet megállapítani, mégpedig olyan fokú közelítéssel, amelynél az eltérések négyzetösszege minimális; vagyis olyan fokú közelítéssel, amelyet maga a Bouguer-anomáliák menete javasol. Ilyen lehetőség azonban csak egyszerű esetekben, ritkán van. A magyar medence Bouguer-anomáliatérképe nem kínál ilyen lehetőséget. Elég egy pillantást vetni Magyarország Bouguer-anomáliatérképére és megállapíthatjuk, hogy az anomáliák országos menete közelítőleg sem írható le egyszerű függvényekkel. Az említett regionális anomália módszereknek tehát országos méretekben (hazánkban) nincsen értelme. Példa erre az I. és a II. rendű gravitációs alappontok Bouguer-anomália értékeiből Fajklewitz módszerével számított harmadfokú közelítés (Zilahi-Sebess L. 1964.). Az így szerkesztett „regionális anomália” térképen még az ország legfontosabb és valóban regionális vonása, vagyis a nagy ÉK – DNy-i szerkezeti irány sem látható, holott ez még a kiindulásul használt Bouguer-anomáliatérképen is feltűnően mutatkozik. Ahol a regionális anomáliát a külföldi irodalomban található példák szerint ilyen módon választották el a lokálistól, ott ezt nyilván meg is lehet tenni (táblás vidék). A magyar medencében azonban más utat kell keresni.

A regionális anomaliaszámításnak ezek szerint valamilyen feltevéshez kell igazodnia (semmi esetre sem fordítva: azaz adott módszert mechanikusan alkalmazni anélkül, hogy a terület földtani, ill. gravitációs sajátosságait mérlegelnénk). A közelítés fokának a feltételezett regionális ható alakjához kell igazodnia, függetlenül a gravitációs adathalmaztól.

Ha jól megfigyeljük a Woollard-féle lehetséges hatókat, azt látjuk, hogy azokkal hazai földtani viszonyaink nem írhatók le pontosan. Kéreg nálunk is van, kristályos alaphegység is van, de azt a szerepet, amit Woollard az 5. és 7.-ban a kristályos összlet laterális sűrűségváltozásának és domborzati változásának tulajdonít, hazánkban nem tulajdoníthatjuk csupán a kristályos alaphegységnek, hanem egy olyan összletnek, amelyben mezozoikum is van. Hazánkban tehát a Woollard-féle „kristályos alaphegység” fogalmat kristályos és mezozoós alaphegységgel kell helyettesíteni, ami nem más, mint a harmadkori medence aljzata.

A hatók, amelyeket ténylegesen (pl. kőolajért) kutatunk, részben a medencealjzat felett vannak (pl. enyhe boltozódások a pannóniai emeletben). Természetes gondolatként adódik tehát, hogy regionális hatónak magát a medencealjzatot tekintsük.\* Ha ez jogos, akkor egyszerűen csak ismernünk



1. ábra. Magyarország Bouguer-anomáliatérképe (izogal vonalak értékköze 5 mgal)

Фиг. 1. Карта аномалий Буге Венгрии (сечение изолиний — 5 мгл)

Fig. 1. The Bouguer-anomaly map of Hungary (isogal interval: 5 milligal)

kell a medencealjzat regionális domborzatát, — amit ma már pl. a Kőrössi-féle térképről 1 : 500 000 részletességgel az ország nagy részén ismerünk — és meghatározhatjuk a regionális, sőt egyúttal a maradékanomáliákat is (mindez nem zárja ki, hogy a medencealjzatot — illetve egyes domborzati

\* Ennek a gondolatnak egy torzított formája — ha nem is a kérdés alapos ismerőinek körében — már korábban is jelentkezett és még ma is él a köztudatban. Ezt úgy lehetne megfogalmazni, hogy a Bouguer-anomáliák a medencealjzat kvalitatív izohipszái.

elemeit – helyenként *lokális* hatónak tekintsük; a medencealjzat bizonyos elemei kőolajtárolók is lehetnek).

A Bouguer-anomáliák menete számos esetben korrelál a medencealjzattal, más esetekben azonban nem, sőt fordított korrelációt is tapasztalhatunk. Első lépésként éppen azt szeretnénk pontosabban meghatározni, hogy ez a korreláció hol és milyen mértékben áll fenn, s hogy a korreláció hiányának, vagy éppen fordított voltának mi az oka, továbbá, hogy milyen módon lehet a jól korreláló területeken kiszámítani és levonni a medencealjzattól függő regionális hatást?

A korreláció kiszámításához a magyarországi harmadkori medence aljzatának 1 : 500 000 méretarányú domborzati térképét (Kőrössi L. 1963.), továbbá Magyarország I. és II. rendű gravitációs alaphálózatának 1 : 500 000 méretarányú Bouguer- és Faye-anomáliatérképét (Renner J. 1959.) használtuk (1., 2., 3. ábra). Részletesebb gravitációs térképek használata nem indokolt, mert a megfelelő földtani térkép sem részletesebb. A korreláció meghatározását a SGAV egyik IBM – 628 elektronikus számológépen végeztük.



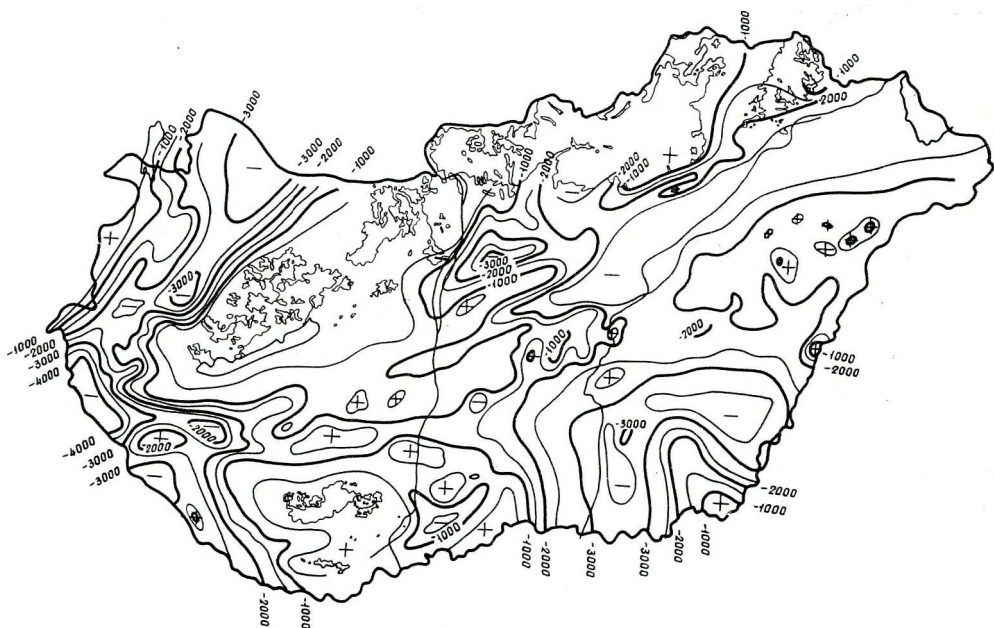
2. ábra. Magyarország Faye-anomália térképe (izogal vonalak értékköze 5 mgal)

Фиг. 2. Карта аномалия Фая Венгрии (сечение изолиний – 5 мгл)

Fig. 2. The Faye-anomaly map of Hungary (isogal interval: 5 milligal)

Jelöljük egy önkényesen választott  $\psi$ ,  $\lambda$  hálózat pontjain az említett térképekről kiolvasható mélységértékeket  $h_i$ -vel, az ugyanezen pontokhoz rendelhető Bouguer-anomália értékeket  $g_i$ -vel. Képezzük  $h_i - \bar{h} = H_i$  és  $g_i - \bar{g} = G_i$  eltéréseket (felülvonással jelöljük a számtani középértéket; a középértékképzés szempontjaira később visszatérünk). A  $H_i \cdot G_i$  szorzatok közép-

értéke  $\overline{H_i G_i} = m$  jelenti a korrelációs momentumot. Ez az érték pozitív, ha a két mennyiség között „párhuzamos” jellegű összefüggés, vagy más szavakkal: pozitív korreláció van. „Tükörkép jellegű” összefüggésnél negatív az előjel, s ha a két sorozat között nincs összefüggés, akkor elég sok mérési adat mellett e momentum értéke zérus (4. ábra  $m_1, m_2, m_3$ ). Az  $m$  korrelációs momentum nem jelenti magát az arányossági, ill. fordított arányossági tényezőt, csak e két mennyiség „rokonsági fokára” jellemző. E momentum értéke függ a korrelált mennyiségek amplitúdójától is, ezért a korrelációs momentum értéke kisebb amplitúdóknál kisebb és fordítva (4. ábra  $m_1, m_4$ ) noha a korreláció pl. mindkét esetben egyformán jó. Ezért a momentum értékét  $\sqrt{\overline{G_i^2} \overline{H_i^2}}$ -tel osztjuk, normalizáljuk. A korrelációs tényező értéke tehát:  $k = \frac{m}{\sqrt{\overline{G_i^2} \overline{H_i^2}}}$ .



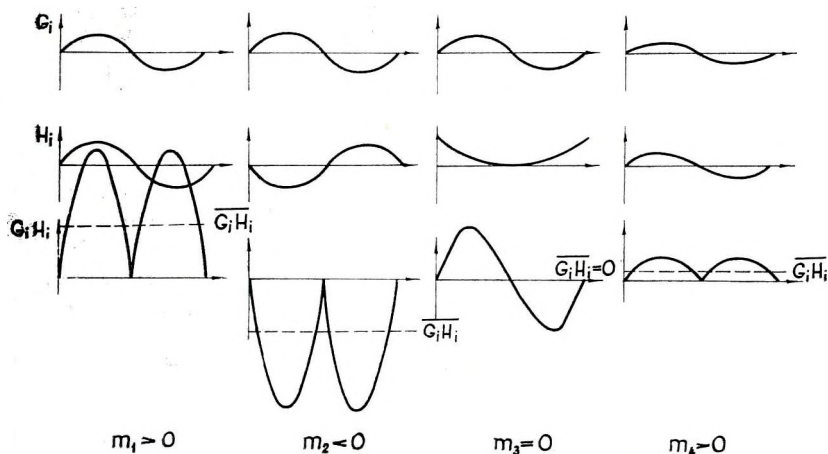
3. ábra. A magyarországi harmadkori medence aljzatának térképe dr. Körössy László szerint (izohipszák értékköze 500 m)

Фиг. 3. Карта глубин основания третичного бассейна Венгрии по д-ру Кёрёши Ласло (сечение изогипс — 500 м)

Fig. 3. The map of the floor of the Hungarian Tertiary basin after L. Körössy (contour interval: 500 meter)

Ez az érték mindig  $+1 \geq k \geq -1$  intervallumban van. Hibája viszont a normalizálásnak az, hogy ott, ahol a regionális korreláció fennáll ugyan, a medencealjzat kisméretű domborzati egyenetlenségei elronthatják a korrelációt, mert a gravitációs képben nem mutatkoznak. Ugyanígy elronthatják





4. ábra. A korrelációs momentum értelmének szemléltetése  
 Фиг. 4. Представление смысла корреляционного фактора  
 Fig. 4. The meaning of the correlation momentum

a korrelációt – mély aljzatnál (főleg ha az aljzat sima) – azok a felszínközeli sűrűség-ingadozások, amelyek helyi anomáliákat okoznak. Tény azonban, hogy mély medencealjzat esetében a rossz korrelációnak reális oka is lehet, erre később még visszatérünk. A normalizálás következtében fellépő hiba kiküszöbölésére a jövőben a programon belül külön utasítást kell kidolgozni, hogy az egészen kis ingadozások a korrelációt ne rontsák el. Jelenleg nem alkalmaztunk ilyen utasítást (a bemutatott térképeket tehát úgy kell tekintenünk, mint a korreláció minimális területeit). Mind a területi, mind pedig a folytonos korreláció kiszámítása a felvett  $\varphi$ ,  $\lambda$  koordinátahálózat kb. 900 pontján ( $\Delta\varphi = 6'$ ;  $\Delta\lambda = 7,5'$ ) kiolvasott  $g_i$  és  $h_i$  értékeken alapszik.

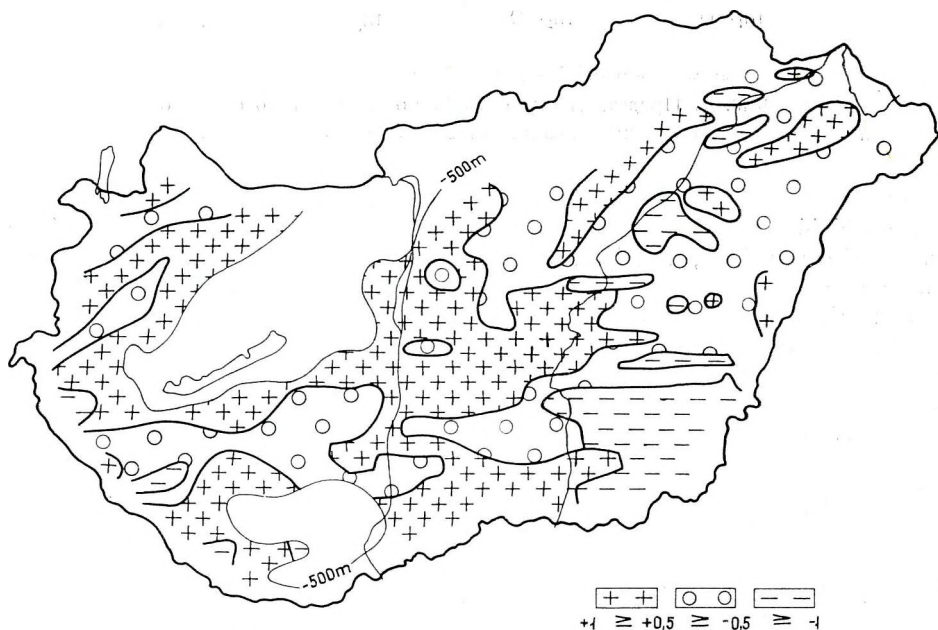
A korrelációs formula alapján kétféleképpen végezhetünk korrelációszámítást:

1. Szelvény mentén folytonosan. Ebben az esetben ötös csoportokban haladunk végig  $\varphi$ , majd  $\lambda$  mentén úgy, hogy az egyes csoportok mindig megtartják az előző csoport négy utolsó elemét. A kapott korrelációs tényezőt az ötös intervallumok ( $\lambda$  irányban kb. 45 km,  $\varphi$  irányban kb. 35 km hosszú szakasz) közepére tekintjük érvényesnek. A folytonos korrelációnál ennek megfelelően, minden pontra két értéket kapunk. Ezek meglehetősen eltérnek egymástól, ezért a Bouguer-anomália és a neogén medencealjzat, valamint a Faye-anomália és a neogén medencealjzat folytonos korrelációs térképeit úgy szerkesztettük, hogy a két irányban végzett korrelációszámításból adódó értékeket közepeltük. E térképeken csak háromféle megkülönböztetést teszünk, mégpedig jó, rossz és negatív korrelációt:

$$+1 \geq k_{j\phi} \geq +0,5 \geq k_{\text{rossz}} \geq -0,5 \geq k_{\text{neg.}} \geq -1$$

A folytonos korreláció hibája, hogy az egyes korrelációs szakaszok pontjainak száma csak 5 és ez nem felel meg a statisztikus követelményeknek. Több pontot azonban nem érdemes felvenni, mert a szakaszok túlságosan elnyúlnak. Az adott szakasz sűrítése csak interpolációt jelent, nem pedig független, újabb adatok bevonását (5., 6. ábra).

2. A területi korrelációnál a folytonos korrelációnak ez a hibája kiküszöbölhető. Ebben az esetben a kijelölt területen lévő összes pontra egyetlen korrelációs értéket határozzunk meg. A területeket különböző szempontok szerint jelölhetjük ki, pl. szabályos (téglalap) alakú területelemek, földrajzi tájegységek szerinti területek stb. Bármilyen szempontú kijelölés a mi esetünkben erősítette a folytonos korreláció által nyert adatokat. Ezért a területi korreláció értékeivel külön nem foglalkozunk, csak két érdekesebb megállapítást teszünk.

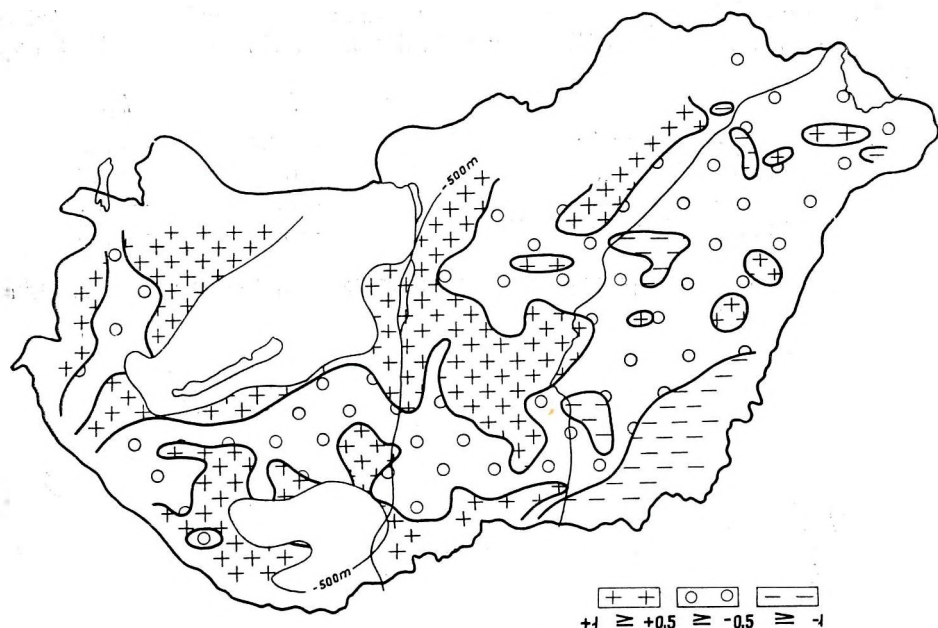


5. ábra. A Bouguer-anomáliák és a harmadkori medencealjazat mélységének folytonos korrelációja

Фиг. 5. Непрерывная корреляция аномалий Буге с глубиной залегания основания третичного бассейна

Fig. 5. Continuous correlation between Bouguer-anomalies and basin-floor

A gravitációs és a mágneses anomáliák maximum és minimum tengelyeinek irányeloszlása (lásd Magyarország legújabb 1 : 500 000 gravitációs és 1 : 200 000 földmágneses térképét) az ország területén nagyjából kijelöl néhány mezőt. Ezek a mezők igen jól egyeznek a Kőrössi-féle I. rendű szerkezeti



6. ábra. A Faye-anomáliák és a harmadkori medencealjzat mélységének folytonos korrelációja

Фиг. 6. Непрерывная аномалий фая и глубины основания третичного бассейна  
Fig. 6. Continuous correlation between Faye-anomalies and basin-floor

egységgel, sőt ebben a csoportosításban a korrelációs mezőket élesebben megkülönböztethetjük egymástól, mint a Kőrössi-féle egységek szerint. Lehetséges, hogy ezek a területek gravitációs szempontból így alkotnak egységeket (7., 8. ábra).

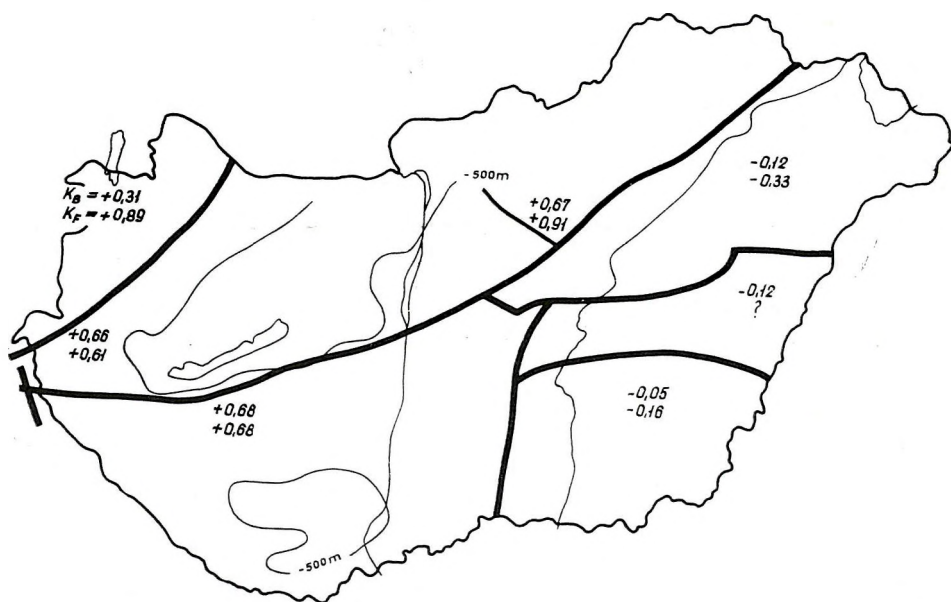
Egy másik érdekes jelenség, hogy sok helyen (pl. a Rába-vonal és az országhatár közötti területen) a Faye-anomália jobban korrelál a medencealjzattal. Ez esetleg arra mutat, hogy a Bouguer-korrekciónál felhasznált sűrűség értéke ( $\sigma = 2,00 \text{ g/cm}^3$ ) kissé nagy.

Folytonos korrelációs térképeinket a medencealjzat térképeivel összehasonlítva – eltekintve az apróbb részletektől – legszembeütőbb, hogy a korreláció mértéke elsősorban a medencealjzat mélységétől függ, mégpedig oly módon, hogy a korrelációs együttható lefelé csökken, majd előjelet vált. A negatív korreláció legfelfutóbb az ország DK-i részén, de kisebb foltokban a Tisza mentén középső és északi részén is előfordul. A Dráva menti határterület szintén hajlamos negatív korrelációra – a medencealjzat, mint ismeretes, itt mélyül a legrohamosabban. A mély medenceterületek közül egyedül a Kisalföldön nem kaptunk negatív korrelációt (bár lehet, hogy csak számolástechnikai okok miatt). A gravitációs részletmérések alapján, szeizmikus és geoelektromos mérések eredményeit is bevonva, ezeket a területeket ebből a szempontból részletesebben meg fogjuk vizsgálni.

1000 m-enként négy mélységintervallumban csoportosítva az adatokat, a Bouguer- és a Faye-anomáliára az alábbi korrelációs együtthatókat kapjuk:

	$k_B$	$k_F$
0 – 999 m-ig	+0,54	+0,80
1000 – 1999 „	+0,46	+0,72
2000 – 2999 „	–0,31	–0,07
3000 m-nél mélyebb aljzatra	–0,89	–0,59

(tervezzük, hogy a korrelációs tényező függését a mélységtől, pontosabban is meghatározzuk).



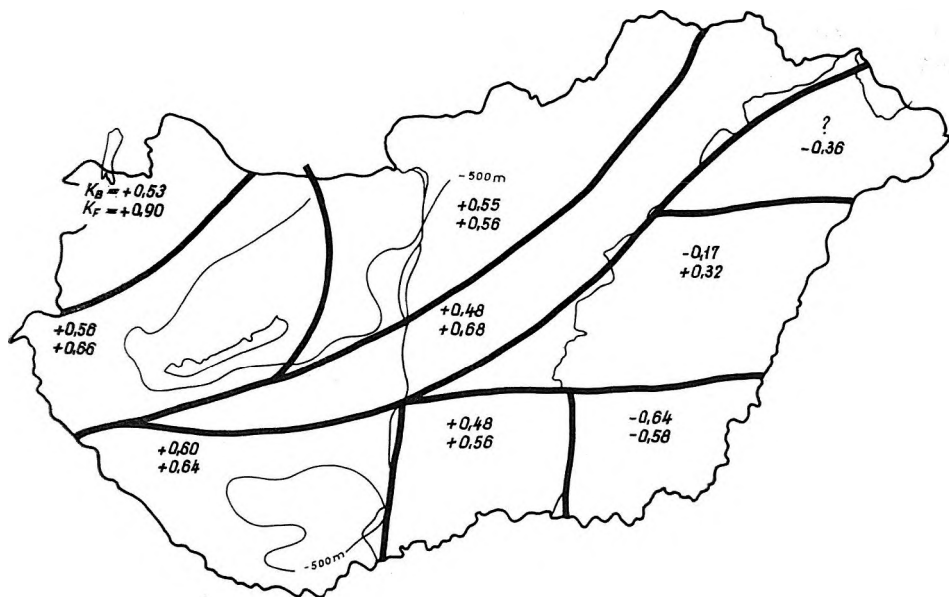
7. ábra. A Bouguer- és Faye-anomáliák területi korrelációja a harmadkori medence mélységével a Körössy-féle fő szerkezeti egységek szerint

Фиг. 7. Пространственная корреляция аномалий Буге и Фая с глубинами третичного бассейна, по основным структурным элементам, выделенным д-ром Кёрёши

Fig. 7. The areal correlation of the Bouguer- and Faye-anomalies with the depth of the Tertiary basin according to the main tectonical units (after Körössy)

Ennek a jelenségnek a magyarázatául fel kell tételeznünk a medence-üledékek összetételében egy olyan törvényszerűséget, amely az Athy-diagramra emlékeztet. Jelenleg nem áll rendelkezésünkre megfelelő mennyiségű és minőségű adat, hogy egész Magyarország területére megállapíthassuk az üledékek sűrűségének mélységtől való függését. A hajdúszoboszlói mélyfúrások magmintáin végzett laboratóriumi sűrűségmérések adatait az Athy-féle – agyag-





8. ábra. A Bouguer- és Faye-anomáliák területi korrelációja a harmadkori medence mélységével a gravitációs és mágneses anomáliák irányeloszlása alapján kijelölhető területegységek szerint

Фиг. 8. Пространственная корреляция аномалий Буге и Фая с глубинами третичного бассейна по площадям, выделяющимся по распределению направлений аномалий поля силы тяжести и магнитного поля

Fig. 8. The areal correlation of the Bouguer- and Faye-anomalies with the depth of the Tertiary basin according to areal units delineated by the direction-pattern of the gravity and magnetic anomalies

üledékekre vonatkozó – görbe mellett a 9. ábrán tüntettük fel. A neogén üledékek sűrűsége és a mélység között nem fedezhető fel összefüggés, amit reális földtani tények mellett részben a mintavétel szeszélyessége, a laboratóriumi sűrűségmérések bizonytalansága is okozhat. Ezekből az adatokból azt az egyetlen következtetést vonhatjuk le, hogy a neogén üledékösszlet sűrűsége elérheti, sőt meghaladhatja a medencealjzat sűrűségét. A rossz és negatív korrelációt ez már önmagában is magyarázhatja.

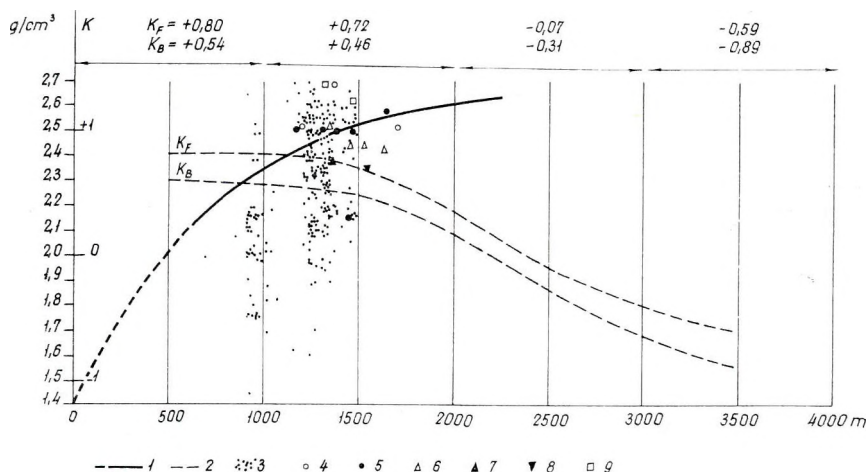
A hajdúszoboszlói mélyfúrások sűrűségértékeinek ilyen nagymérvű szórása általában nem jellemző a fiatal harmadkori medencére. Választásunk azért esett erre a területre, mert egyrészt a rossz korreláció magyarázatát keressük, s itt – térképünk szerint – valóban rossz a korreláció, másrészt a területen elég nagyszámú sűrűségadat áll rendelkezésre. A sűrűség – mélység összefüggést általában posztulátumnak tekintjük a neogén összletben, amely talán még ma is tömörödik. Ha más nem is utalna ilyen összefüggésre, a szeizmikus paraméterek hasonló viselkedése felhívja a figyelmet erre a jelenségre.

Végleges megállapításokat azonban csak kellő számú gamma-gamma szelvény birtokában tehetnénk. A medencealjzat sűrűség-inverziónak vonatkozó feltevésünk igazolását is a gamma-gamma szelvényektől várjuk.

A negatív korreláció magyarázatának másik lehetősége a medencealjzatot felépítő kőzetek laterális sűrűségváltozása lehet. Elégge valószínűtlen azonban, hogy a nagyobb mélységű aljzat szisztematikusan mindig kisebb sűrűségű legyen. Ezt is sűrűségvizsgálatokkal (pl. gamma-gamma szelvényezéssel) lehet majd eldönteni.

A harmadik lehetséges magyarázat az, hogy a negatív korreláció oka a kéreg vastagságának csökkenésében keresendő. Ez meglehetősen tetszetős magyarázat, mert ennek a fordítottja is ismeretes. Pl. a soproni kristályos hegység negatív anomáliájának leginkább elfogadható magyarázata a kéreg vastagságának növekedése. Ezt a kérdést végső soron — a már ma is folyamatban levő — szeizmikus kéregkutatás dönti el.

Lehetséges végül — és ez a legvalószínűbb —, hogy ezek a tényezők együttesen működnek közre a leírt jelenség létrehozásában.



9. ábra. Sűrűség és korreláció a medencealjzat mélységének függvényében

1. agyagüledékek sűrűségváltozása a mélységgel Athy szerint; — 2. Bouguer- és Faye-anomáliák korrelációja a medencealjzattal a medencealjzat mélységének függvényében (az egész országra vonatkozó átlagértékek); — 3. a neogén összlet sűrűségértékei a hajdúszoboszlói mélyfúrások adatai alapján.  
A medencealjzat kőzeteinek sűrűségértékei: 4. mészkő; 5. agyagmárga; 6. homokkő; 7. breccsa; 8. konglomerátum; 9. csillámpala.

Фиг. 9. Плотности и корреляция в функции глубин залегания основания бассейна  
1. изменение плотности глинистых отложений с глубиной по Эти 2. корреляция аномалий Буге и Фая с основанием бассейна, в функции глубин последнего 3. величины плотности неогеновой толщи по данным глубоких скважин в Хайдусобосло. Величины плотности пород, слагающих основание бассейна 4. известняков 5. глинистых мерелей 6. песчаников 7. брекчии 8. конгломерат 9. слюдянистых сланцев.

Fig. 9. Density and correlation in the function of the depth of the basin-floor:

1. density-change of clayey sediments in the function of the depth, after Athy; 2. the correlation of Bouguer and Faye-anomalies with basin-floor in the function of the depth of the basin-floor (average values for the entire basin); 3. the density values of the Neogene formation as determined in the deep-drillings of Hajdúszoboszló; the density values of the rocks of the basin-floor: 4. limestone; 5. clay-marl; 6. sandstone; 7. breccia; 8. conglomerate; 9. mica-schist.

A harmadik lehetőség vizsgálatára közvetett út is van: a kéregvastagságot magukból a Bouguer-anomáliákból is meghatározhatjuk. Felhasználva erre a Balkay (1960.) által kidolgozott eljárást, az egész ország területére kiszámítottuk az ún. „többletrendszenesség”-et (10. ábra). Ha ez az eljárás jó, akkor a kéreg vastagsági viszonyait – legalábbis kvalitatíve – az egész ország területén voltaképpen ismerjük. Nagyon könnyű lenne például így megmagyarázni a Tiszántúl déli részén kimutatott negatív korreláció okát. Ez a térkép azonban gyanúsán hasonlít a kiindulásul felhasznált Kőrössy-féle medence-



10. ábra. „Többletrendszenesség” Magyarország területén

Фиг. 10. „Избыточные аномалии” на территории Венгрии

Fig. 10. The map of the so-called „anomaly-surplus,” in Hungary (i. e. the map of anomalies supposed to be due neither to the basin-floor nor to the basin sediments)

aljazattérképhez. Ezért nem lehetetlen, hogy az eljárás, amellyel a többletrendszenességet meghatároztuk, hibás, mert eleve korrelációt feltételez a Bouguer-anomália és a medencealjzat között; vagyis a mély medencealjzat és a viszonylag nagy Bouguer-anomália ko incidenciáját teljes egészében emelt köpenyfelsőnek tulajdonítja.

Valóban nagyon idegenül hangzik az (ha nem is lehetetlen), hogy a medencealjzat egyes tömbjei külön-külön törekedtek izosztatikus egyensúlyra, vagyis, hogy mély medencealjzat alatt a kéreg mindenütt vékony, sekély aljzat alatt pedig vastag; azaz lokális izosztatikus egyensúly áll fenn minden egyes medencealjzat rögre. Nem könnyű azonnal belátni, hogy a kéreg vastagsága ilyen kis területen (mint a magyar medence) lényegesen – és izosztatikus okok következtében – lokálisan is nagyobb mértékben változhat

Emellett ha — az előbbieik szerint — meggondoljuk, hogy a pozitív anomáliát ilyen helyen — legalábbis részben — az erőteljesen összetömörödött medenceüledékek okozzák, nem jogos eleve korrelációt feltételezni a Bouguer-anomália és a medencealjzat között. A pozitív korrelációt egy magasabb szintben lehet keresni, mégpedig ott, ahol az összetömörödő összetétel sűrűsége éppen eléri a medencealjzatét. Ekkor a többlettrendellenesség általában kisebb, esetleg zérus lesz.

Vizsgálataink eredményét a következőkben foglalhatjuk össze:

1. Korrelációs térképünk alapján elkülöníthetjük azokat a területeket, ahol a Bouguer-anomáliák elsősorban a medencealjzattal vannak összefüggésben, azoktól a területektől, ahol az anomáliákból a medencealjzatra nem következtethetünk. Ezzel, ha nagy vonalakban is, de hozzájárultunk a Bouguer-anomáliák, s esetleg a másodlagos anomáliák értelmezéséhez.

2. A tanulmány első részében a regionális hatásra vonatkozó közelítést pontosabbá tettük. A regionális ható tehát nem kizárólag a medencealjzat — ezt csak sekélyebb medence esetén (kb. 1500 m-ig) állíthatjuk. A regionális hatást a medencealjzat és a mélységgel növekvő sűrűségű medenceüledékek együttesen alakítják ki. Ez az együttes hatás — mint regionális hatás — közelítőleg kiszámítható, és levonható (Stegena L. 1964.). A maradékanomália ekkor a következő hatásokat tartalmazza:

- a) a medencét kitöltő üledék sűrűséginhomogeneitása;
- b) a medencealjzat laterális sűrűségváltozása;
- c) a kéregvastagság ingadozásából származó hatás;
- d) a medencealjzat domborzatának figyelembe nem vett kisebb-nagyobb egyenetlenségei.

## IRODALOM

- Balkay B., 1960. A magyarországi földkéreg szerkezete. Geof. Közl. IX. 1–2.
- Kőrössy L., 1962. A Nagy Magyar Alföld mélyföldtani és kőolajföldtani viszonyai. Kandidátusi értekezés.
- Lange, F. H., 1959. Korrelationselektronik. VEB Verlag Technik Berlin.
- Renner J., 1959. A magyar országos gravitációs alaphálózat végleges feldolgozása. Geof. Közl. VIII. 3.
- Stegena L., 1964. Magyarország mélyszerkezetéről. Előadás a Magyar Geofizikusok Egyesületében I. 30-án.
- Szénás Gy. — Nagy M., 1964. A magyar medence sajátos geofizikai alkata. Geof. Közl. XIII. 2.
- Zilahy-Sebess L., 1964. Regionális és maradékanomáliák meghatározása gépi számítással. Geof. Közl. XIII. 3.
- Woollard, G. P., 1952. The Earth's Gravitational Field and Its Exploitation. Advances in Geophysics. Vol. 1. Academic Press Inc., Publishers New York, N. Y.



КОМАРОМИ ИШТВАН

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ВАРИАЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГ-  
НИТНОГО ПОЛЯ В ВЕНГРИИ ЗА ПЕРИОД С 1950 ПО 1962 Г.Г. ПО СЕРИЯМ ОБСЕР-  
ВАТОРНЫХ ДАННЫХ

По серии обсерваторных данных о среднегодовых величинах  $Z$ , для получения характеристики пространственного распределения рассматриваемой вариации, нормальная величина  $Z$  выражается как второстепенная функция времени и географических координат. На основании этого была построена карта изопор. Полученные результаты хорошо согласуются с результатами раньше проведенных венгерских и зарубежных исследований.

I. KOMÁROMY

THE DETERMINATION OF THE SECULAR VARIATION OF THE GEOMAGNETIC  
VERTICAL INTENSITY IN HUNGARY BETWEEN 1950 AND 1962, BASED  
UPON OBSERVATORY-DATA

The normal-value of  $Z$  is expressed in the seconddegree function of time and geographical coordinates; and the isopors for the given interval are presented. The results correspond to former home and foreign data.

A FÜGGŐLEGES FÖLDMÁGNESES TÉRERŐSSÉG 1950—62. ÉVI  
MAGYARORSZÁGI VÁLTOZÁSÁNAK MEGHATÁROZÁSA  
OBSZERVATÓRIUMI ADATSOROK ALAPJÁN

KOMÁROMY ISTVÁN

Bevezetés

A szekuláris változás helyi, területi változásának vizsgálatát hazánk területén az 1951—61 években végzett országos áttekintő  $\Delta Z$  méréseink tették szükségessé. Előzetes vizsgálatainkkal ugyanis megállapíthattuk, hogy az ország K—Ny irányban 500 km hosszan elnyúló területén a felvétel több mint 10 éves időtartama alatt, a normális  $Z$  értékek időbeli változásának helyi változásai nem hanyagolhatók el.

A földmágneses tér időbeli változásának nagy irodalma van. A szekuláris változás helyi változásainak vizsgálatával már többen is foglalkoztak. Az eddig közzé tett eredmények azonban legfeljebb az 1950-es évekig terjednek. Ezért a  $Z$  komponens szekuláris változásának helyi változásait kifejező függvényeket az áttekintő felvételünket magában foglaló 1950—62 időközre vonatkozóan meg kellett határoznunk.

## A vizsgálat lehetőségei

A földmágneses elemek évszázados változásának meghatározására különféle eljárásokat alkalmazhatunk.

Kisebbségi területekre, pl. egyes országok területére vonatkozó vizsgálatokban legcélszerűbb a különböző időben megismételt országos abszolút mérésekből normáltérképeket előállítani.

A földmágneses normálteret általában a földrajzi koordináták másodfokú függvényeként fejezik ki. Ennek megfelelően a vertikális komponens normális értékét  $\varphi$  és  $\lambda$  függvényeként a következőképpen fejezhetjük ki:

$$Z = a + b \Delta\varphi + c \Delta\lambda + d \Delta\varphi^2 + e \Delta\varphi \Delta\lambda + f \Delta\lambda^2,$$

ahol  $\Delta\varphi$  és  $\Delta\lambda$  egy alkalmasan felvett kezdőponttól számított földrajzi szélesség- és hosszúságkülönbséget jelenti. Az  $a, b, c, d, e, f$  együtthatók a vizsgált területen végzett földmágneses mérések eredményeiből határozhatók meg.

A földmágneses normáltér így kapott képletei egy bizonyos időpontra – epochára – érvényesek. A különböző epochákra vonatkozó normálképletek különbségei adják meg az időközben végbement évszázados változást, mégpedig ugyancsak a földrajzi koordináták függvényeként.

Ez a változás kis időközre vonatkozóan és egymáshoz közel levő helyek között általában az idő lineáris függvényének tekinthető. Nagyobb időközöknél azonban már nem tekinthető annak. Ezért a nagyobb időközönként végzett ismétlések eredményei nem világítják meg kellően a közbeeső időben bekövetkezett változásokat. A szekuláris változás főmenetét ábrázoló görbére szuperponált hullámok, pl. a 11 éves napfoltperiódus, a 22 éves Abbot-periódus, avagy a Barta György által kimutatott 44 éves periódus, mind befolyásolják a mérések eredményeit, mégpedig attól függően, hogy milyen időpontban történt a mérések megismétlése. A szekuláris változás helyes megismerése végett tehát ajánlatos a terület mérési pontjain, illetve azok bizonyos hányadán, az ún. szekuláris pontokon a felvételeket gyakrabban megismételni. A szekuláris változás részletes megismerését természetesen ekkor is korlátozzák a terepmérések hibái, a szekuláris változás helyi anomáliái, vagy az esetleges területi kötöttség.

Az évszázados változást az idő és hely függvényeként meghatározhatjuk a földmágneses elemek évi középértékeinek több obszervatóriumban észlelt menetéből is. (Ha tehát egy bizonyos epochára érvényes – valamely úton le származtatott – normálképletünk van, bármely közbeeső időpontra megadhatjuk valamely földmágneses elem normálértékét kifejező polinom együtthatóit.) Ez az eljárás az időbeli változás részleteit jobban kidomborítja ugyan, azonban az obszervatóriumi adatok sem teljesen megbízhatók. Helyi anomáliák, vagy egyéb zavaró körülmények még egymáshoz közel fekvő obszervatóriumok évközépi menetében is eltéréseket okozhatnak. Nehézségeket jelent az obszervatóriumok nem egyenletes eloszlása és különösen az egyes területeken mutató hiánya is. Az egymástól távol levő obszervatóriumok között a szekuláris változás területi változásának menete egyenetlen is lehet.

Nagyobb területre, esetleg a Föld egész felületére kiterjesztett vizsgálathoz a gömbfüggvényes sorfejtés a legmegbízhatóbb eljárás. Kisebb területek vizsgálatában rendszerint másodfokú megközelítést alkalmaznak; az obszervatóriumok helyes megválasztásával így is kielégítő pontosság érhető el. Ha megbízható s alkalmas elhelyezkedésű obszervatóriumok állnak rendelkezésre, már 6 obszervatórium adatsorából is meghatározhatók a normáltér változását kifejező képlet együtthatói. Ily módon számította Rössiger (1942) Közép-Európa normáltérváltozását az 1936,5–1941,5 időközre, majd Thiele (1952) 1941,5–1950,5 időtartamra.

Az obszervatóriumi évi középértékek időbeli különbségeiből grafikusan is szerkeszthetünk izoportérképeket. Így készítette Bolz és Kautzleben (1960) a földmágneses elemek 1935–1955 időközre vonatkozó európai izoportérképét.

### **Eddig végzett vizsgálatok Magyarországon**

A legalkalmasabb vizsgálati eljárás megválasztásában tekintettel kellett lennünk a rendelkezésünkre álló anyagra is, illetve a hazánk területén ez ideig végzett vizsgálatok eredményeire.

Magyarország területén első ízben Kreil végzett mágneses felmérést, adatait 1850,0-ra redukálva. Ezt követte Schenzl 1875,0-ra redukált méréssorozata, majd 1890,0-ra redukált feldolgozással Kurländer és végül 1950,0-ra Barta György országos mérése. (1957a.)

Barta György (1957b.) a hazánk területén 1850 és 1950 között végbement évszázados változást e négy országos mérés normálképleteinek különbségeiből állapította meg, és ezek alapján közölte a földmágneses elemeknek az 1850–75, 1875–90 és 1890–1950 időközre vonatkozó izoportérképeit.

Az évszázados változás további vizsgálatával Albert Anna (1962) foglalkozott. A normálképletek együtthatóit az idő függvényeként állítja elő, kiszámítja ezeket tíz éves időközű epochákra és 1850-től 1960-ig a szekuláris változás ábrázolására 11–10 éves időközű – izoportérképet közöl.

Barta György az 1959. évi magyar–csehszlovák határmenti méréseket is felhasználta az 1950,0–1959,5 időközre vonatkozó évszázados változás meghatározására.

A szekuláris  $Z$  változás területi változásának vizsgálatára irányultak az országos áttekintő felvétel folyamán Haáz István kezdeményezésére BMZ-műszerrel időnként végzett mérésismétléseink is. Bár ezek a mérések sem az ország egész területére, sem az áttekintő felvétel teljes időtartamára nem terjedtek ki, az 1950 óta végbement szekuláris változás területi változásának megítélésére ezúton jutottunk először tájékoztató jellegű eredményekre.

### **Az 1950–62. évi évszázados változás meghatározása**

Az előzőekben közöltek mérlegelése után legalkalmasabbnak látszott az 1950 és 1962 között hazánk területén végbement szekuláris változás területi elosztását obszervatóriumok évi középértékeinek menetéből meghatározni.

A felhasználható obszervatóriumok egyenetlen területi eloszlása miatt igyekeztünk minél több obszervatóriumot számításba venni. Budakeszi, illetve Tihany adatai mellett 10 gondosan kiválasztott obszervatórium évi középértékeinek adatsorát használtuk fel. Ezek földrajzi koordinátáit és évközepi adatait az I. táblázat tartalmazza.

I. táblázat

**A FÜGGŐLEGES FÖLDMÁGNESES TÉRERŐSSÉG ÉVKÖZEPI ÉRTÉKEI  
A VIZSGÁLT OBSZERVÁTORIUMOKBAN**

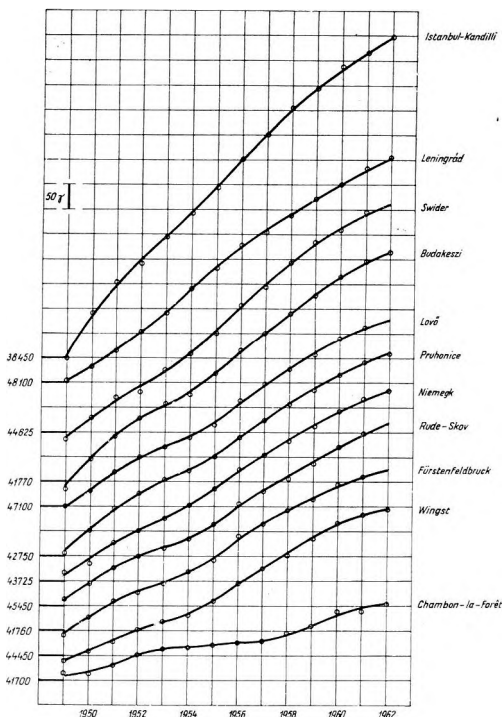
Időpont	Ch. $\varphi = 48^{\circ} 01'$ $\lambda = 2^{\circ} 16'$	Wi. $53^{\circ} 45'$ $9^{\circ} 04'$	Fü. $48^{\circ} 10'$ $11^{\circ} 17'$	Rs. $55^{\circ} 51'$ $12^{\circ} 27'$	Ni. $52^{\circ} 04'$ $12^{\circ} 40'$	Pr. $49^{\circ} 59'$ $14^{\circ} 33'$	Lo. $50^{\circ} 21'$ $17^{\circ} 50'$	Bk. $47^{\circ} 31'$ $18^{\circ} 54'$	Sw. $52^{\circ} 07'$ $21^{\circ} 15'$	IK. $41^{\circ} 04'$ $29^{\circ} 04'$	Le. $59^{\circ} 57'$ $30^{\circ} 42'$
1949,5	41 715	44 441	41 753	45 465	43 744	42 764	47 101	41 756	44 619	38 449	48 105
1950,5	41 715	44 461	41 789	45 498	43 763	42 804	47 132	41 817	44 650	38 542	48 134
1951,5	41 732	44 478	41 821	45 529	43 801	42 848	47 172	41 861	44 696	38 603	48 167
1952,5	41 753	44 504	41 839	45 554	43 829	42 878	47 200	41 898	44 706	38 643	48 205
1953,5	41 765	44 520	41 857	45 568	43 852	42 905	47 221	41 929	44 752	38 696	48 243
1954,5	41 768	44 533	41 882	45 586	43 879	42 924	47 241	41 946	44 781	38 744	48 293
1955,5	41 773	44 562	41 905	45 616	43 913	42 950	47 266	41 990	44 823	38 797	48 333
1956,5	41 777	44 599	41 952	45 657	43 949	42 990	47 315	42 039	44 872	38 853	48 377
1957,5	41 781	44 626	41 978	45 683	43 980	43 024	47 348	42 070	44 921	38 901	48 403
1958,5	41 796	44 653	42 005	45 707	44 009	43 057	47 378	42 110	44 970	38 955	48 437
1959,5	41 810	44 688	42 026	45 737	44 038	43 086	47 408	42 148	45 011	38 996	48 473
1960,5	41 825	44 720	42 056	45 772	44 067	43 117	47 441	42 186	45 034	39 040	48 500
1961,5	41 840	44 736	42 072	45 798	44 094	43 143	47 464	42 218	45 070	39 069	48 534
1962,5	41 854	44 747			44 110	43 160		42 236		39 098	48 555

A szekuláris  $Z$  változást a földrajzi koordinátákkal kifejező függvényt másodfokúnak választottuk és az együtthatóit az obszervatóriumi adatokból a legkisebb négyzetek módszerével határoztuk meg. Az obszervatóriumok által elfoglalt terület szélein a másodfokú függvény ugyan bizonyos torzultságot eredményez, de az országon belül és közvetlen környezetében jó közelítést jelent.

A kiválasztott 11 obszervatórium földrajzi helye és az izopormenetekhez viszonyított elhelyezkedése Európa Bock-féle izoportérképén szemlélhető (7. ábra).

Az obszervatóriumok 1949,5–1962,5 évi  $Z$  értékeinek változásmenetét az 1. ábrán tüntetjük fel. Jól látható, hogy az évközepi értékek nem mindig mutatnak egyenletes változást. Ez nem is várható. Az évközepi értékeket ezért nem is szokás mindig fenntartás nélkül elfogadni. Tanácsos azok menetét valamilyen módon, pl. függvénymegközelítéssel, középértékképzéssel vagy grafikusán kiegyenlíteni, kisimítani. Feldolgozásunkban grafikus kiegyenlítést alkalmaztunk. Extrapolációt csupán 4 esetben és csak féléves időtartamra kellett végezni. Itt említjük meg, hogy a budakeszi obszervatórium csak 1955 okt. végéig működött, a tihanyi obszervatórium működése pedig 1954 nov. elején kezdődött. 1954 nov. elejétől 1955 okt. végéig tehát mindkét





1. ábra. A földmágnesség függőleges térerősségének évszázados menete különböző obszervatóriumokban

Фиг. 1. Вековой ход вертикальнй напряженности геомагнитного поля по данным различных обсерваторий

Fig. 1. The secular variation of the geomagnetic vertical intensity by different observatories

obszervatórium regisztrált. A két obszervatórium regisztrált értékei közötti különbséget pontosan meghatároztuk és a tihanyi adatokat is Budakeszire számítottuk át, tekintetbe véve a két obszervatórium között mutatkozó különbség évi 1,2 gamma változását is.

Az obszervatóriumi évi középértékek menete a grafikus kiegyenlítés után sem vált egyenletessé, még ilyen rövid időközön belül sem. A két szélső obszervatórium — Chambon-la-Forêt és Istanbul Kandilli — kivételével valamennyi obszervatórium menetében 1954 körül relatív minimum, 1960 után pedig általában viszonylagos csökkenő tendencia mutatkozik. A főmeneten tehát egy szuperponált hullám is érzékelhető. Feltűnő, hogy ennek a másodlagos változásnak az időperiódusa csaknem azonos a napfoltgyakoriság átlagosan 11 éves periódusával, a minimumok pedig egybeesnek az 1954,5-i napfoltminimummal.

Az évszázados változás egyenletlenségére való tekintettel a szekuláris  $Z$  változást kifejező másodfokú függvény együtthatóit több időközre is számítottuk. 1950,0-tól 3 évenként növelve az időközt, a következő összefüggéseket nyertük:

$$\Delta Z_{1950,0-53,0} = +107,169 - 2,5002\Delta\varphi + 3,5202\Delta\lambda + 0,067477\Delta\varphi^2 - 0,051523\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,088318\Delta\lambda^2 \quad (1)$$

$$\Delta Z_{1950,0-56,0} = +195,270 - 0,2730\Delta\varphi + 8,7820\Delta\lambda - 0,126669\Delta\varphi^2 - 0,189152\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,084986\Delta\lambda^2 \quad (2)$$

$$\Delta Z_{1950,0-59,0} = +300,003 + 2,4146\Delta\varphi + 14,2601\Delta\lambda - 0,416811\Delta\varphi^2 - 0,445681\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,150060\Delta\lambda^2 \quad (3)$$

$$\Delta Z_{1950,0-62,0} = +383,139 + 2,5900\Delta\varphi + 16,3448\Delta\lambda - 0,390726\Delta\varphi^2 - 0,469983\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,233513\Delta\lambda^2, \quad (4)$$

ahol  $\Delta\varphi = \varphi - 45,5^\circ$  és  $\Delta\lambda = \lambda - 16^\circ$ . A  $\varphi$  és  $\lambda$  fokokban,  $Z$  gammában értendő.

A normális  $Z$  értékeknek az 1949–50. évi országos mérésekből Barta György által az 1950,0 epochára megállapított képlete:

$$Z_{1950,0} = 40432,051 + 594,1362\Delta\varphi + 55,6051\Delta\lambda - 10,038285\Delta\varphi^2 + 3,982771\Delta\varphi\Delta\lambda + 1,312904\Delta\lambda^2. \quad (5)$$

Ha ezt a képletet az előbb felsoroltakkal rendre összevonjuk, megkapjuk a 3 évenkénti éveleji epochákra érvényes normálképleteket:

$$Z_{1953,0} = 40539,220 + 591,6360\Delta\varphi + 59,1253\Delta\lambda - 9,970808\Delta\varphi^2 + 3,931248\Delta\varphi\Delta\lambda + 1,224586\Delta\lambda^2 \quad (6)$$

$$Z_{1956,0} = 40627,321 + 593,8632\Delta\varphi + 64,3871\Delta\lambda - 10,164954\Delta\varphi^2 + 3,793619\Delta\varphi\Delta\lambda + 1,227918\Delta\lambda^2 \quad (7)$$

$$Z_{1959,0} = 40732,054 + 596,5508\Delta\varphi + 69,8652\Delta\lambda - 10,455096\Delta\varphi^2 + 3,537090\Delta\varphi\Delta\lambda + 1,162844\Delta\lambda^2 \quad (8)$$

$$Z_{1962,0} = 40815,190 + 596,7262\Delta\varphi + 71,9499\Delta\lambda - 10,429011\Delta\varphi^2 + 3,512788\Delta\varphi\Delta\lambda + 1,079391\Delta\lambda^2. \quad (9)$$

A normálérték szekuláris változásait kifejező (1)–(4) képletek együtthatóinak különböző voltában a szekuláris változás időbeli változása nyilvánul meg. Célszerű tehát az együtthatókat az idő függvényeként előállítani. Ezáltal a változás menetéről egységesebb és részletesebb képet kaphatunk és ennek segítségével egyszerű számítással a vizsgált időszakon belül bármely időpontra normálképletet nyerhetünk.

Az együtthatók időbeli változását kifejező függvény megválasztása előtt célszerű a számított együtthatók időgrafikonját vizsgálni. Tekintettel kell

lenni azonban arra is, hogy magasabb fokú függvény lényegesen megnehezíti a képlet gyakorlati felhasználását. Hasznos tehát előzőleg azt is mérlegelni, hogy megengedhető-e az az elhanyagolás, amelyet egy alacsonyabb fokú függvény felvétele jelent. Thiele (1952) a közép-európai normáltér időbeli változásának vizsgálata során az egyes együtthatókat az idő első- és másodfokú függvényeként is előállította. Arra az időközre, amelyet vizsgált, csak lényegtelen különbségeket talált. Egyenleteink együtthatóinak időbeli menete alapján mi ezeket az együtthatókat az idő másodfokú függvényeként állítottuk elő:

$$K_i = m_i + p_i \Delta t = r_i \Delta t^2,$$

ahol  $\Delta t = t - 1950,0$ . Az  $m$ ,  $p$ ,  $r$  együtthatókat ismét a legkisebb négyzetek elve szerint határoztuk meg.

Az idő függvényeiként előállított együtthatókkal  $Z$  normálértéke az 1950,0 epochára megállapított képletből kiindulva, az idő és hely következő függvényeként adódik:

$$\begin{aligned} Z_t = & 40432,163 + 35,164955 \Delta t - 0,261871 \Delta t^2 \\ & + (594,0331 - 0,402602 \Delta t + 0,057581 \Delta t^2) \Delta \varphi \\ & + (55,5379 + 1,579556 \Delta t + 0,013605 \Delta t^2) \Delta \lambda \\ & - (10,030747 - 0,011602 \Delta t - 0,002256 \Delta t^2) \Delta \varphi^2 \\ & + (3,986434 - 0,031763 \Delta t - 0,000917 \Delta t^2) \Delta \varphi \Delta \lambda \\ & + (1,310958 - 0,015534 \Delta t - 0,000250 \Delta t^2) \Delta \lambda^2, \end{aligned} \quad (10)$$

$Z$  normális értékének a vizsgált időköz éveleji epocháira e képlet alapján számított függvényeit a II. táblázat tartalmazza.

II. táblázat

#### A FÜGGŐLEGES FÖLDMÁGNESES TÉRERŐSSÉG NORMÁLIS ÉRTÉKEIT KIFEJEZŐ KÉPLETEK

$$\begin{aligned} Z_{1950,0} &= 40432,163_\gamma + 594,0331 \Delta \varphi + 55,5379 \Delta \lambda - 10,030747 \Delta \varphi^2 + 3,986434 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,310958 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1951,0} &= 40467,066_\gamma + 593,6881 \Delta \varphi + 57,1039 \Delta \lambda - 10,044605 \Delta \varphi^2 + 3,953754 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,295174 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1952,0} &= 40501,445_\gamma + 593,4582 \Delta \varphi + 58,6426 \Delta \lambda - 10,062975 \Delta \varphi^2 + 3,919240 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,278890 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1953,0} &= 40535,301_\gamma + 593,3435 \Delta \varphi + 60,1541 \Delta \lambda - 10,085857 \Delta \varphi^2 + 3,882892 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,262106 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1954,0} &= 40568,632_\gamma + 593,3440 \Delta \varphi + 61,6385 \Delta \lambda - 10,113251 \Delta \varphi^2 + 3,844710 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,244822 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1955,0} &= 40601,441_\gamma + 593,4596 \Delta \varphi + 63,0956 \Delta \lambda - 10,145157 \Delta \varphi^2 + 3,804694 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,227038 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1956,0} &= 40633,725_\gamma + 593,6904 \Delta \varphi + 64,5255 \Delta \lambda - 10,181575 \Delta \varphi^2 + 3,762844 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,208754 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1957,0} &= 40665,486_\gamma + 594,0363 \Delta \varphi + 65,9282 \Delta \lambda - 10,222505 \Delta \varphi^2 + 3,719160 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,189970 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1958,0} &= 40696,722_\gamma + 594,4974 \Delta \varphi + 67,3036 \Delta \lambda - 10,267947 \Delta \varphi^2 + 3,673642 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,170686 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1959,0} &= 40727,436_\gamma + 595,0737 \Delta \varphi + 68,6319 \Delta \lambda - 10,317901 \Delta \varphi^2 + 3,626290 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,150902 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1960,0} &= 40757,625_\gamma + 595,7652 \Delta \varphi + 69,9730 \Delta \lambda - 10,372367 \Delta \varphi^2 + 3,577104 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,130618 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1961,0} &= 40787,291_\gamma + 596,5718 \Delta \varphi + 71,2668 \Delta \lambda - 10,431345 \Delta \varphi^2 + 3,526084 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,109834 \Delta \lambda^2 \\ Z_{1962,0} &= 40816,433_\gamma + 597,4935 \Delta \varphi + 72,5335 \Delta \lambda - 10,494835 \Delta \varphi^2 + 3,473230 \Delta \varphi \Delta \lambda + 1,088550 \Delta \lambda^2 \end{aligned}$$

ahol  $\Delta \varphi = \varphi - 45,5^\circ$ ,

$\Delta \lambda = \lambda - 16^\circ$ ,

$\varphi$  és  $\lambda$  fokban értendő

**AZ ÉVSZÁZADOS VÁLTOZÁS ÉSZLELT ÉRTÉKEI, SZÁMÍTOTT ÉRTÉKEI ÉS KÜLÖNBSEGEI  
A VIZSGÁLT OBSZERVATÓRIUMOK HELYÉN**

	Észlelt változások						Számított változások						Különbség					
	1950,5– 1953,5	1950,5– 1956,5	1950,5– 1959,5	1950,5– 1962,5	1950,5– 1962,5	1950,5– 1962,5	1950,5– 1953,5	1950,5– 1956,5	1950,5– 1959,5	1950,5– 1962,5	1950,5– 1962,5	1950,5– 1962,5	1950,5– 1956,5	1950,5– 1959,5	1950,5– 1962,5	1950,5– 1959,5	1950,5– 1962,5	1950,5– 1962,5
Chambon-la-Forêt	50	62	95	139			32	65	99	133			+ 3	+ 4	– 6			
Wingst	59	138	227	286			66	135	214	284			– 3	– 13	– 2			
Fürstenfeldbruck	68	163	237				79	157	235	311			– 6	– 2				
Rude-Skov	70	159	239				77	158	242	328			– 1	+ 3				
Niemegk	89	186	275	347			83	167	253	340			– 19	– 22	– 7			
Pruhonice	101	186	282	356			93	185	277	368			– 1	– 5	+ 12			
Lovő	89	183	276				89	179	269	361			– 4	– 7				
Budakeszi	112	222	331	419			113	223	329	431			+ 1	– 2	+ 12			
Swider	102	222	361				115	229	341	451			+ 7	– 20				
Istanbul Kandilli	154	311	454	556			161	309	443	565			– 2	– 11	+ 9			
Leningrád	109	243	339	421			116	226	329	426			+ 7	– 10	+ 5			

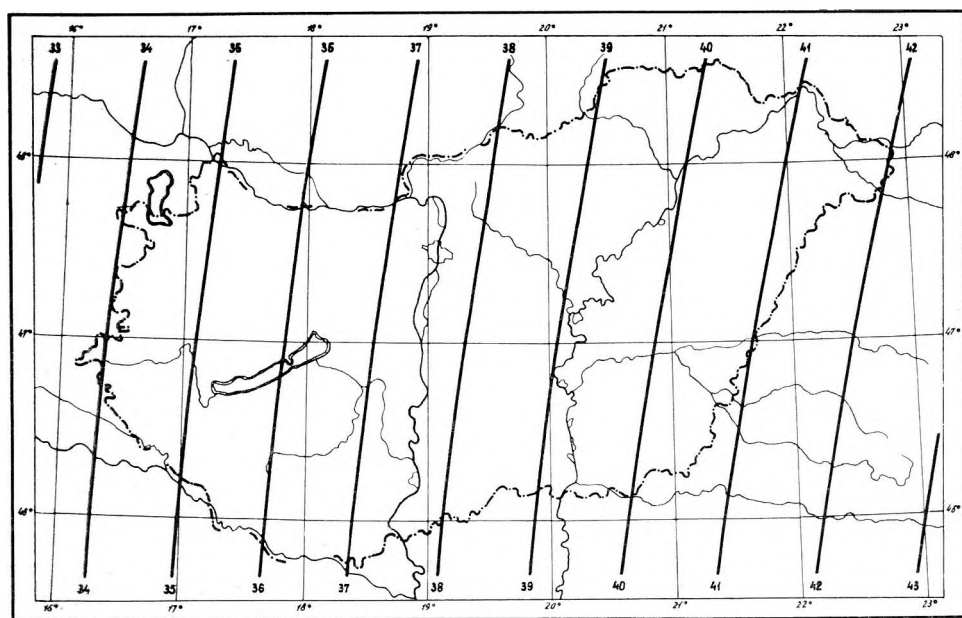


Ha az (5)–(9) képleteket összehasonlítjuk a II. táblázat megfelelő képleteivel, akkor azt tapasztaljuk, hogy az időbeli kiegyenlítés csak lényegtelen változást eredményezett. A  $Z$  normálértékben mutatkozó eltérés az ország legtávolabbi pontján sem haladja meg a 10 gammát.

A (10) képlet pontosságának vizsgálatára kiszámítottuk e képletből az egyes obszervatóriumi helyekre vonatkozó évközépi értékeket. A rendre 3 évvel növelt időközi változás mért és számított értékeit és ezek különbségeit a III. táblázatban közöljük. A különbségek csekély volta mutatja, hogy az alkalmazott másodfokú megközelítés – az egyes obszervatóriumok menetében különbözőképpen jelentkező szuperponált hullámok ellenére is – kielégítő eredményre vezetett. A budakeszi obszervatórium helyén az észlelt és a számított értékek az első három időintervallumban csaknem azonosak, a teljes 12 évi változásban jelentkező 12 gamma különbség is az észlelt 419 gammához viszonyítva képletünk kielégítő pontosságát bizonyítja.

### A függőleges földmágneses térerősség térképei

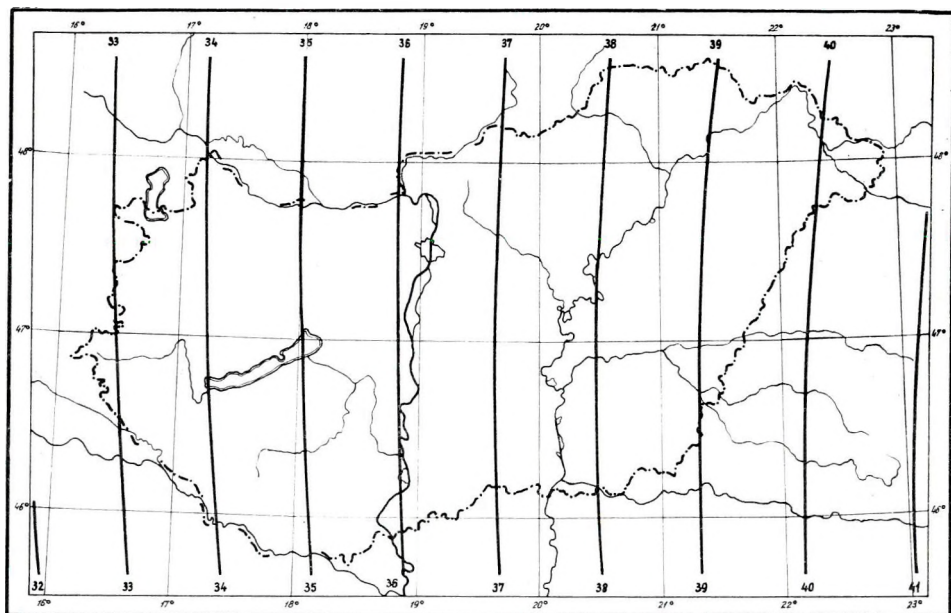
A Magyarország területén 1950 és 1962 között végbement évszázados változás területi eloszlásának szemléltetésére megszerkesztettük az átlagos évi változások 1950,0–56,0 és 1950,0–62,0 időközre vonatkozó izoportérképeit (2. és 3. ábra).



2. ábra. A földmágnesség függőleges térerősségének izoportjai Magyarországon 1950,0 és 1956,0 között

Фиг. 2. Линии изопор вертикальной напряженности геомагнитного поля на территории Венгрии за период с 1950,0 по 1956,0

Fig. 2. The isopors of the vertical intensity in Hungary between 1950,0 and 1956,0



3. ábra. A földmágnesség függőleges térerősségének izoporjai Magyarországon 1950,0 és 1962,0 között

Фиг. 3. Линии изопор вертикальной напряженности геомагнитного поля на территории Венгрии за период с 1950,0 по 1962,0.

Fig. 3. The isopors of the vertical intensity in Hungary between 1950,0 and 1962,0

Az izoportértékek szerint  $Z$  időbeli változása országunk területén növekvő irányzatú. Az évi változás meridián menti változása csak kis mértékű, míg a szélességi körök mentén fokenként átlagosan 1,2 gamma. Kelet felé az izoporok értéke növekszik, az izoporok sűrűsége pedig csökken.

Ez az eredmény jól megegyezik számos korábbi megállapítással.

Ha a legutóbbi idők világizoportértékeit tekintjük, például Vestine (1946) 1940–45, Nagata (Fanslau 1959) 1950–55, Adam és Orlov (1961) 1954–59 időközre vonatkozó világizoportértékét vagy Bocknak (1959) a 7. ábrán szemléltetett, Európára vonatkozó térképét, egyöntetűen megállapíthatjuk, hogy e térképek izoporjai hazánk területén eredményünkhöz hasonlóan, szintén csaknem É–D-i irányúak. A tőlünk DK-re Bagdad és Teherán környékén elhelyezkedő pozitív és a tőlünk DNy-ra az Atlanti Óceán területére eső negatív izoporfókusztól az izopor értékek kelet felé növekszenek. A pozitív izoporfókuszt közelebb van hozzánk, mint a negatív, ezért az izoporok DK felől kissé homorúak. A DNy-i negatív izoporcentrum miatt az izopormenetek Ny-i irányban várható kismértékű dőlésváltozása is érzékelhető ábráinkon. Az első izoportértékünkkel csaknem azonos epochára számított Nagata-féle világtérképen vagy Bock Európa-térképén maguk az izoporértékek is feltűnően jól egyeznek eredményeinkkel. Az Adam–Orlov-féle világizoportérték kevésbé részletes tüntet fel, de itt is feltűnik a jó egyezés.

A két időszakra vonatkozó izopormenetek összehasonlításával az évszázados változás haladási irányát is megítélhetjük.

Ehhez kapcsolódva meg kell említeni, hogy a korábbi vizsgálatok — többek között Barta György (1957 b.) és Albert Anna (1962) — azt mutatták ki, hogy az évszázados változás Közép-Európában, illetve a Kárpát-medencében az utolsó évtizedekben fokozatosan növekszik és a 0 izoporvonal K-re elfordul, Ny felé pedig elmozdul. A DK-i pozitív centrum értéke növekszik s az izoporfókuszok évente átlagosan  $0,2^\circ$ -kal Ny felé vándorolnak.

Két izoportérképünket összehasonlítva, a tárgyalt rövid időszakok változásában az ismertett regionális menethez képest már némi ellentmondást tapasztalhatunk.

A Z értéke jelenlegi eredményeink szerint mindkét időközben növekszik, mégpedig nem azonos mértékben. A változás sebessége azonban a második időszakban nem nő, hanem csökken. A meridián menti változás az első időközben D felé kis mértékben növekszik, a 12 év átlagában pedig már alig változik, semmi esetre sem úgy, mint ahogyan a DNy-i izoporfókusz Ny-i irányú vándorlásából és értéknövekedéséből várhatnánk. Ugyanezt tapasztalhatjuk a szélességi körök mentén is. Az izoporközők az 1962-ig kiterjesztett időszakban az első időközkhöz képest K felé nem növekszenek, hanem csökkennek.

Ezek az ellentétes haladási irányok, mint a térképünkön látható, kis mértékűek, s már a szuperponált hullámok jelenlétével is könnyen magyarázhatók.

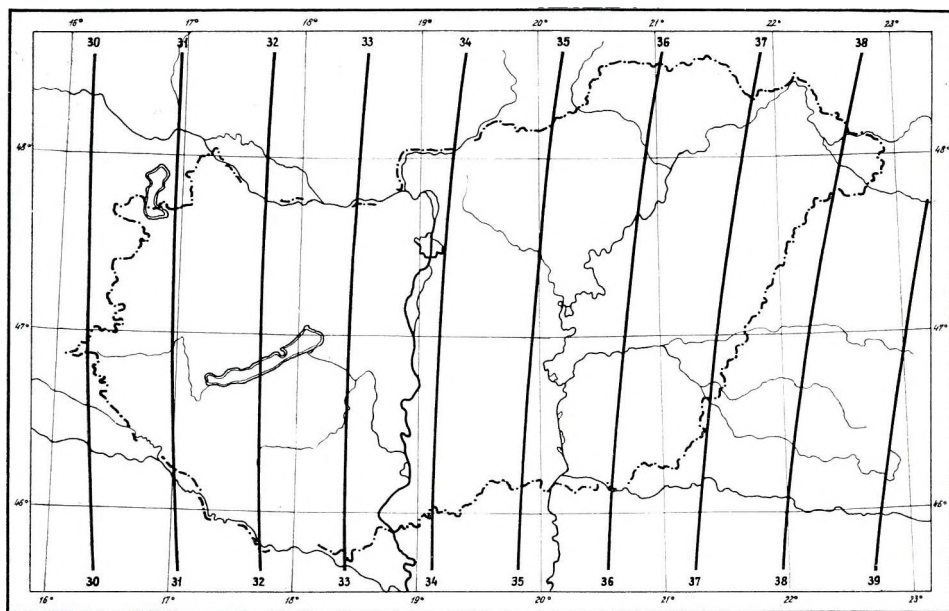
Az előbb említett általános megállapítások nagyobb időközben végbe ment változásokból levont következtetések. Elsősorban az évszázados változás főmenetének viselkedését szemléltetik. Rövidebb időközökre korlátozott megfigyeléseknél a szuperponált hullámok hatása nagyobb és még a közölnél nagyobb eltéréseket is okozhat.

A szuperponált hullámok jelenléte jól kivehető az 1. ábrán. Az obszervatóriumi adatok különbségei a második időszakban ÉK-i és K-i irányban erősen csökkennek, ÉNy-i és Ny-i irányban növekszenek. Ezt tükrözik térképeink különbségei.

A változás sebességének ehhez hasonló menetét számos nem régi időszakra vonatkozó izoportérképen megtaláljuk. Sőt a DK-i izoporfókusz várható érték-kisebbedése a K-i obszervatóriumok évközépkülönbségeinek csökkenése folytán az említett világizoportérképeken is szemléltethető. A DK-i centrum értéke (20 gammás pontossággal) Vestine szerint 1912,5-re 60 gamma, 1942,5-re 100 gamma, Nagata szerint 1952,5-re és Bock 1953,5-re vonatkozó térképen 60 gamma; Adam és Orlov 1956,5-re megadott izoportérképén 60 gammánál kisebb. A DK-i izoporfókusz változásának előjelváltozása tehát nyilván nem a szuperponált hullám miatt jelentkezik.

A jelenség egyébként felismerhető a hazai megfigyelésekben is. Az említett 1850–1950-es évszázados menet második szakaszában emelkedő parabola ívet ír le. A görbe folytatásában ábrázolt obszervatóriumi évközépi értékek 1962-ig terjedő szakasza viszont csökkenő tendenciára enged következtetést.

Bock kiszámította és közölte a földmágnesség függőleges összetevőjének Európa területére vonatkozó normálterét és ennek évszázados változását. 1938,5-től 1956,5-ig 3 évenként közölt adatai és az együtthatók grafikonjai



4. ábra. A földmágnesség függőleges térerősségének izoporjai Magyarországon 1950,5 és 1956,5 között Bock szerint

Фиг. 4. Изопоры вертикальной напряженности геомагнитного поля на территории Венгрии за период с 1950,5 по 1956,5 по Боку

Fig. 4. The isopors of the vertical intensity in Hungary 1950, 1956 after Bock

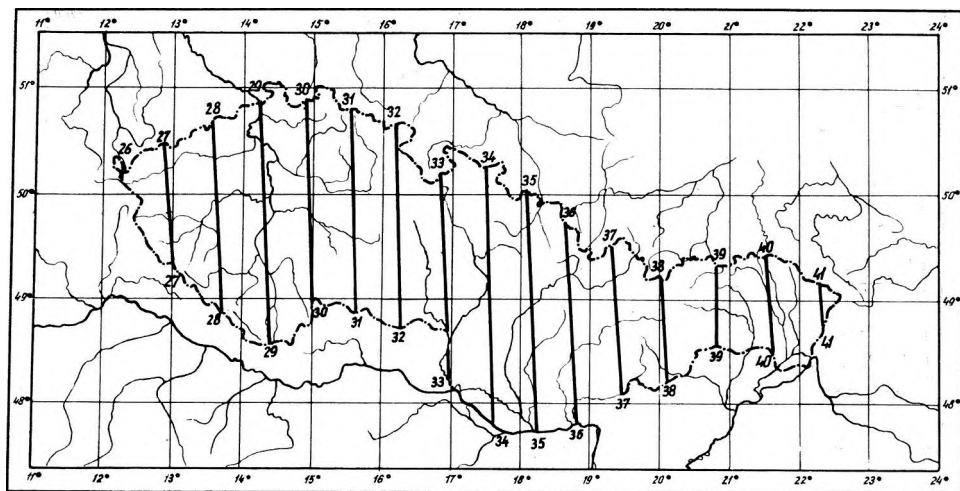
alapján kiszámítottuk és megszerkesztettük a magyarországi izoportérképet az 1950,5–1956,5 időközre. (4. ábra.) Megállapíthatjuk, hogy az 2. izoportérképüinktől csupán félévvel különböző térkép tárgyalt térképünkkel jól egyezik. Az izopormenetek lefutása, hajlása, változásebbsége csaknem azonos. Kisebb eltérés csupán az értékek szintjében mutatkozik. A DNy-i izoporfókuszs értékváltozásának korábban ismertetett menete Bock számításában is megmutatkozik. Az izoporcentrum értéke 1952,0-ra 64 gamma, 1955,0-ra pedig 55 gamma.

Második vizsgált időszakaszunkat leginkább megközelítően Bouška, Bucha és Koči (1958) végeztek vizsgálatot. Megadják a szomszédos Csehszlovákia területére a földmágnesség különböző elemeinek izoportérképeit 1948-tól 1952-ig és 1952-től 1958-ig. Z térképüket az összevetés érdekében az 5. ábrán mutatjuk be. Ez a térkép, amely a megfelelő hazai adatoktól a rövidebb időközzel és 1 éves epochakülönbséggel tér el, 3. ábránkkal ismét igen jó egyezést mutat. Az izoporok dőlése, sűrűsége, K-i irányú sebességsökkenése, sőt az izoporok értéke is csaknem azonos. Az egyezés ténye azért is figyelemre méltó, mert a szerzők egyenleteiket országos mérések és ún. szekuláris pontok adataiból, tehát nem obszervatóriumi adatokból nyerték.



A függőleges térerősség 1962,0-ra érvényes normális értékeinek hazai izodinámvonalait és a legutolsó országos mérésekből 1950,0-ra megállapított normáltér izodinámjait (6. ábra) is bemutatjuk. Ezek a görbék is érzékeltek a 12 év alatt végbement évszázados változást. Az értékkülönbség a helyi időbeli változást, az elfordulás pedig az évszázados változás területi megváltozását szemlélteti. Mindkettő összhangban van előbbi megállapításainkkal.

Az elfordulás mértéke az ország K-i szélén az ország Ny-i széléhez viszonyítva 97 gamma. Ez is igazolja azt, amit a bevezetésben említettünk: az országos áttekintő felmérésnél az évszázados változás területi változását figyelembe kell venni.

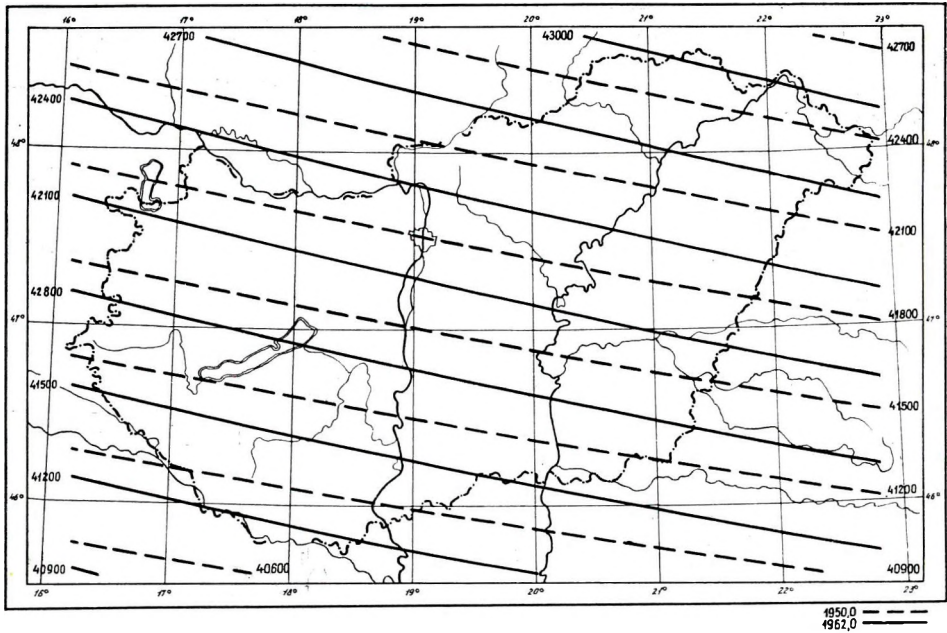


5. ábra. A földmágnesség függőleges térerősségének izoporjai Csehszlovákiában 1952 és 1958 között Bouška, Bucha és Koči szerint

Фиг. 5. Изопоры вертикальной напряженности геомагнитного поля на территории Чехословакии за период с 1952 по 1958 г.г. по Боушка, Буха и Кочи

Fig. 5. The isopors of the vertical intensity in Czechoslovakia between 1952 and 1958 after Bouška, Bucha and Koči

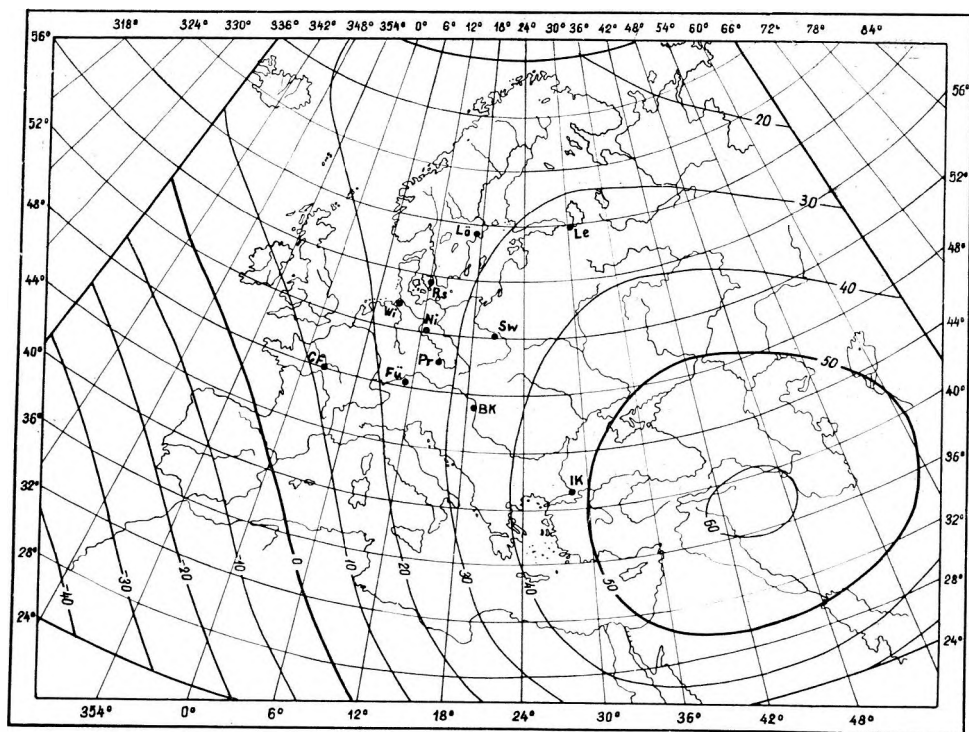
Összefoglalva: Obszervatóriumi évi  $Z$ -középtértékek adatsorai alapján meghatároztuk Magyarország területére a függőleges földmágneses térerősség normális értékét, mint az idő és a földrajzi koordináták másodfokú függvényét és megszerkesztettük e változások izoportértéképét. A  $Z$  normális értékét függvényünk segítségével áttekintő felmérésünk bármelyik időpontjára és helyére kielégítő pontossággal meghatározhatjuk. Eredményeink jó összhangban vannak korábbi hazai és külföldi vizsgálatok eredményeivel.



6. ábra. A függőleges térerősség normális értékeinek izodinámjai Magyarországon  
1950,0 és 1962,0 időpontban

Фиг. 6. Изодинамы нормальных величин вертикальной напряженности геомагнитного поля на территории Венгрии в 1950,0 и 1962,0

Fig. 6. The isodinams of the normal values of the vertical intensity in Hungary for the epoch 1950,0 and 1962,0



7. ábra. A földmágnesség függőleges térerősségének izoporjai Európában 1950,5 és 1956,5 között Bock szerint

Фиг. 7. Изопоры вертикальной напряженности геомагнитного поля на территории Европы за период с 1950,5 и 1956,5 по Боку

Fig. 7. The isopors of the vertical intensity in Europe between 1950,5 and 1956,5 after Bock

## IRODALOM

- Adam, N. V. — Orlov, V. P., 1961. Mirovnije karti dlja perioda 1934 — 1959 godov Akademija Nauk. CCCP. Trudi Ismiran. 18 (28).
- Albert Anna, 1962. A földmágneses elemek évszázados változása Magyarországon. Geofizikai Közl. XI. 1 — 4.
- Barta György, 1957. a) Földmágnesség. Akadémiai kiadó, Budapest.
- Barta György, 1957. b) A földmágneses tér változása a Kárpátmedencében. Geofizikai Közl. VI. 1 — 2.
- Bock, R., 1959. An European Field of the Normal Geomagnetic Vertical Intensity and its Secular Variation. Geophysical Prospecting. Vol. VII. N. 4.
- Bolz, H. — Kautzleben, H., 1960. Die geomagnetische Säkularvariation in Europa. Jahrbuch 1958 des Ad. Schmidt-Observatoriums f. Erdmagn. in Niemegk. Akademie-Verlag, Berlin.
- Bouška, J. — Bucha, V. — Kočí, A., 1959. Geomagnetische Karten Der Tschechoslowakischen Republik Für Die Epoche 1958, 0. Geophys. Institut der Tschechosl. Akad. d. Wiss. Praha.
- Burmeister, F., 1960. Magnetische Vermessung II. Ordnung von Bayern 1955, 0. Geophysikalisches Observatorium Fürstenfeldbruck. München.
- Fanslau, G. und Sellien, K., 1956. Die analitische Erfassung der geomagnetischen Säkularvariation. Erdmagnetisches Jahrbuch 1953, Akademie-Verlag, Berlin.
- Fanslau, G., 1959. Geomagnetismus und Aeronomie, Band III. Veb Deutscher Verlag Der Wissenschaften. Berlin.
- Rössiger, M., 1942. Das Erdmagnetische Normalfeld der Vertikalintensität für Mitteleuropa, Epoche 1941, 5. Beitrage zur angewandt. Geophys. 9.
- Thiele, E., 1952. Das Rössigerische Normalfeld der Vertikalintensität und seine zeitliche Änderung. Abhandl. Geophys. Institut Potsdam. 5.
- Vestine, E. H. — Laporte, L. — Cooper, C., 1946. Geomagnetic Secular Change during Past Epochs. Transactions, American Geophysical Union, 27. kötet VI. szám.



АЦЕЛ – ШУЛОКИ

## ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ВЕНГРИИ, 1950 – 1963

В 1963 г. в Венгрии была создана так назыв. „магнитная опорная сеть вековых вариаций”, состоящая из 16 пунктов. Эта сеть создана для приготовления региональных работ по созданию опорной сети, предусмотренных на 1964 – 65 г.г. Однако указанные 16 пунктов дают и самостоятельно сведения о вековых вариациях геомагнитного поля. Для эпохи 1963 г. были составлены нормальные уравнения, которые сопоставлены с подобными результатами, полученными в 1949 – 50 г.г. Исходя из этих данных были определены пространственные изменения вековых вариаций геомагнитного поля в Венгрии для промежуточного периода. Результаты не являются окончательными.

Измерения по „опорной магнитной сети вековых вариаций” будут повторяться через каждые два года.

E. ACZÉL – I. SULÓKY

## THE SECULAR VARIATION OF THE TERRESTRIAL MAGNETIC FIELD IN HUNGARY BETWEEN 1950 AND 1963, AS MEASURED UPON THE „SECULAR BASE-NET”

In Hungary in the year 1963 a magnetic so-called „secular base-net” of 16 stations was established in order to introduce the national magnetic network measurements planned for 1964 – 1965. The latter is destined to trace the magnetic secular variations; however, even the mentioned 16 introductory stations offer in themselves certain informations about the same. Thus, the national normal equations for the epoch 1963 were set down, which compared to the results of the 1949 – 1950 national network supplied the areal variations of the magnetic secular variations in Hungary for the intervening period. The results are no final ones. It is planned the two-yearly reambulance of the „secular base-net”.

## A FÖLDMÁGNESES TÉR ÉVSZÁZADOS VÁLTOZÁSA MAGYARORSZÁGON 1950 ÉS 1963 KÖZÖTT, A SZEKULÁRIS HÁLÓZAT MÉRÉSEI ALAPJÁN

ACZÉL ETELKA – SULÓKY ISTVÁN

### 1. Bevezetés

1963 nyarán a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Observatóriumi Osztálya az ország területén egyenletesen elosztott 16 ponton – az ún. *szekuláris hálózat* pontjain – mágneses abszolút méréseket végzett.

A szekuláris hálózat létesítésének kettős célja volt. Méréseinkkel egyrészt tapasztalatot kívántunk szerezni a Nyugodt Nap Éve keretében 1964 – 65-re tervezett részletesebb országos mágneses alaphálózatméréshez; másrészt pedig olyan hálózatot kívántunk létesíteni, melynek időnkénti újramérésével a földmágneses tér évszázados változását országunk területén figyelemmel kísérhetjük. Erre az utóbbi célkitűzésre kívántunk utalni a „szekuláris hálózat” elnevezéssel is.

A mágneses tér időszakonként megismételt hálózatos mérése nemcsak a mágneses évszázados változás és a Föld belsejének felépítése közötti összefüggés vizsgálata miatt szükséges, hanem azt a topográfiai térképek mind pontosabb elkészítésének szempontja is indokolja.

Eredményeink a mérési pontok csekély száma miatt csak előzetes, tájékoztató jellegűnek tekinthetők.

## 2. A mérések tervezése és kivitelezése

A szekuláris hálózat pontjait az 1949–50-es országos alaphálózatmérés pontjai közül választottuk ki úgy, hogy egyenletes eloszlású hálózatot nyerjünk az ország egész területére. Az így kiválasztott 16 ponton – amelyek körülbelül 80–100 km-re vannak egymástól – ismét elvégeztük a földmágneses tér irányának és nagyságának meghatározását.

Méréseinket 1963. augusztus 12-től szeptember 10-ig végeztük. A mérésekben Suloky István, Aczél Etelka, Sajti László és Wallner Ákos vettek részt.

Időjárási és geodéziai okokból 3 ponton (Kistelek, Baracska, Pécs) mágneses elhajlásmérést nem végeztünk.

A mágneses elhajlást (D-t) és a földmágneses tér vízszintes összetevőjét (H-t) a 219. és 227. számú QHM, a függőleges összetevőt (Z-t) pedig az 59. és 125. számú BMZ műszerekkel mértük. Mért eredménynek a két-két műszer által nyert adat számtani közepét fogadtuk el. A mérések megbízhatósága az egyes pontokon a deklinációban  $\pm 1'$ , a horizontális és vertikális intenzitásban pedig  $\pm 5$  gamma volt.

## 3. Mérési eredmények

A földmágneses méréseket a tér időbeli változása miatt egy meghatározott alapszintre kell vonatkoztatni. Méréseink eredményeit a tihanyi obszervatórium 1963-as évközepe extrapolált középpértékeire redukáltuk.

Ezek az értékek a következők:

$$D = +0^{\circ} 0,7'$$

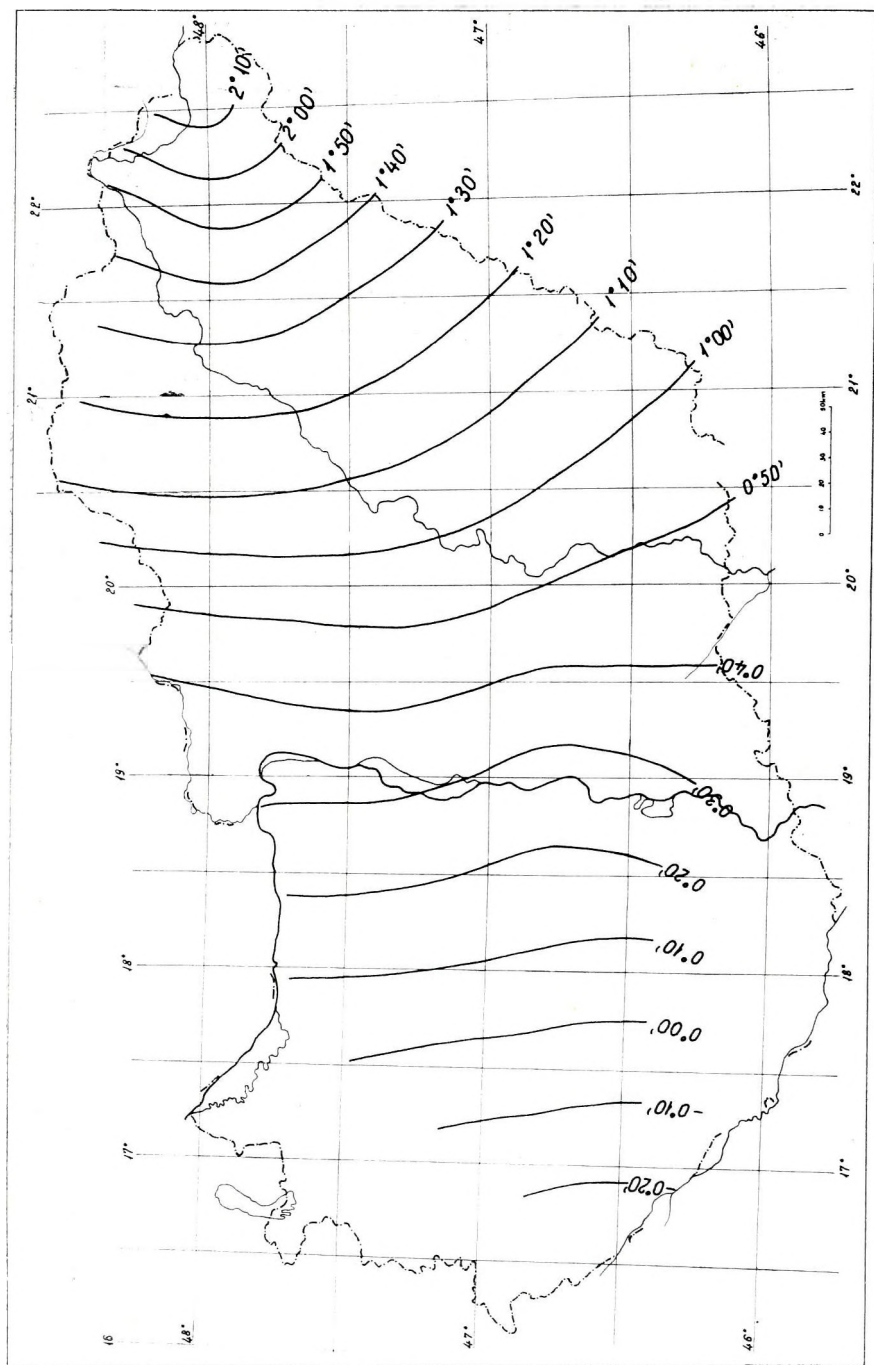
$$H = 21250 \text{ gamma}$$

$$Z = 41790 \text{ gamma.}$$

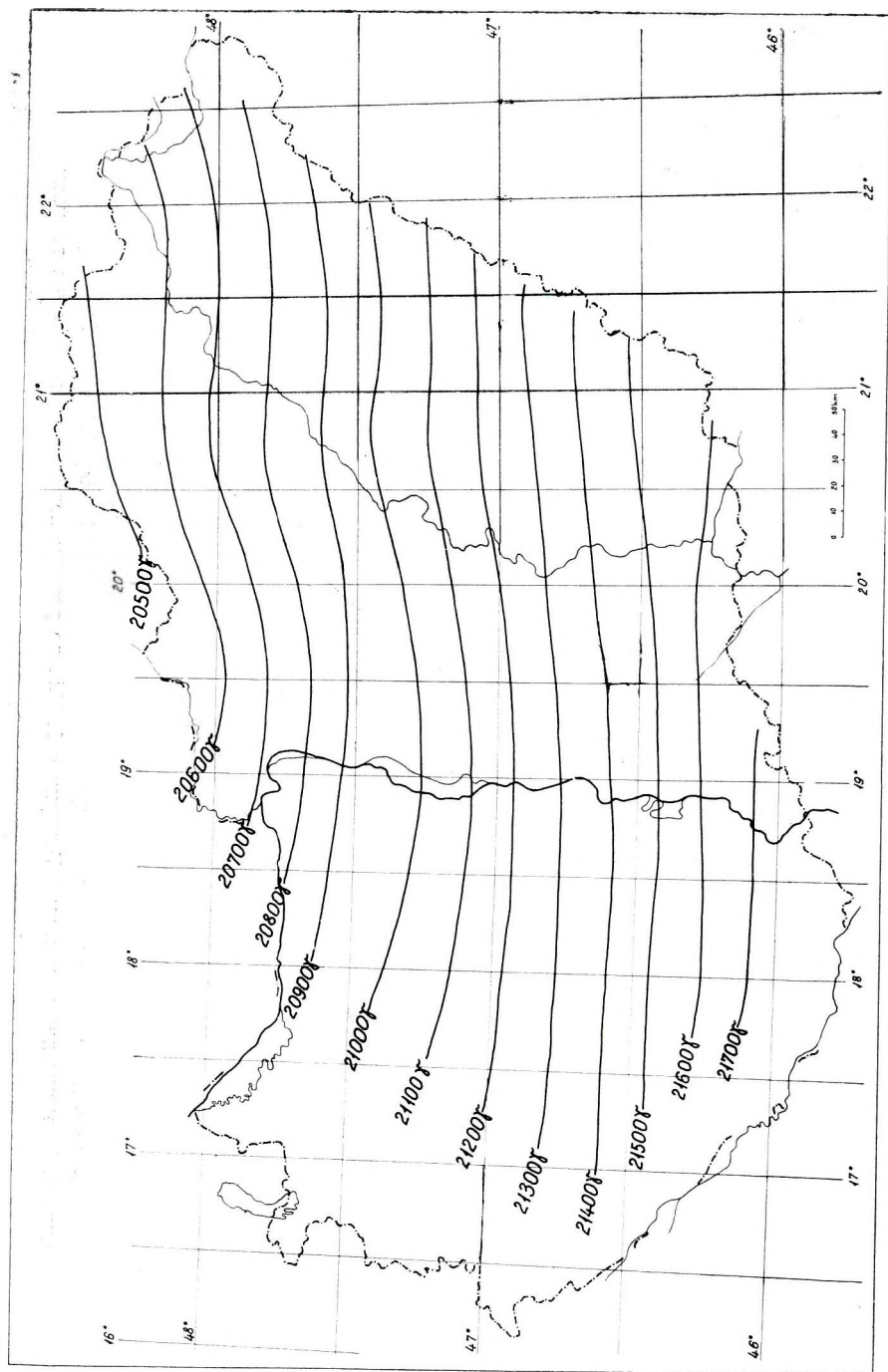
(A deklinációban a + jel keleti elhajlást jelent.)

Mérési eredményeink alapján megszerkesztettük Magyarország területére az 1963,5 epochára vonatkozó izogon és izodinam görbéket (1., 2., 3. ábrák). Az izogonokat  $10'$ -enként, az izodinam vonalakat pedig 100 gammás értékközökkel ábrázoltuk. Az egyes földmágneses elemek izovonalas ábrázolásánál feltételeztük, hogy a mérési pontok között az értékek lineárisan változnak.

A D térképen látható, hogy az agónvonal az ország nyugati felén – körülbelül a Dunántúl közepén – megy keresztül. Ezzel szemben az 1949–50-es országos mérés idején a 0 deklinációs vonal az ország közepétől K-re, az Eger–Hódmezővásárhely vonalon haladt át. Az 1. ábra szerint a deklináció teljes változása 1963-ban a nyugati és keleti országhatárok között  $2^{\circ}40'$  volt. Ez az érték, és az agónvonal elhelyezkedése a deklináció rendelkezésünkre álló világtérképével pontosan megegyezik.



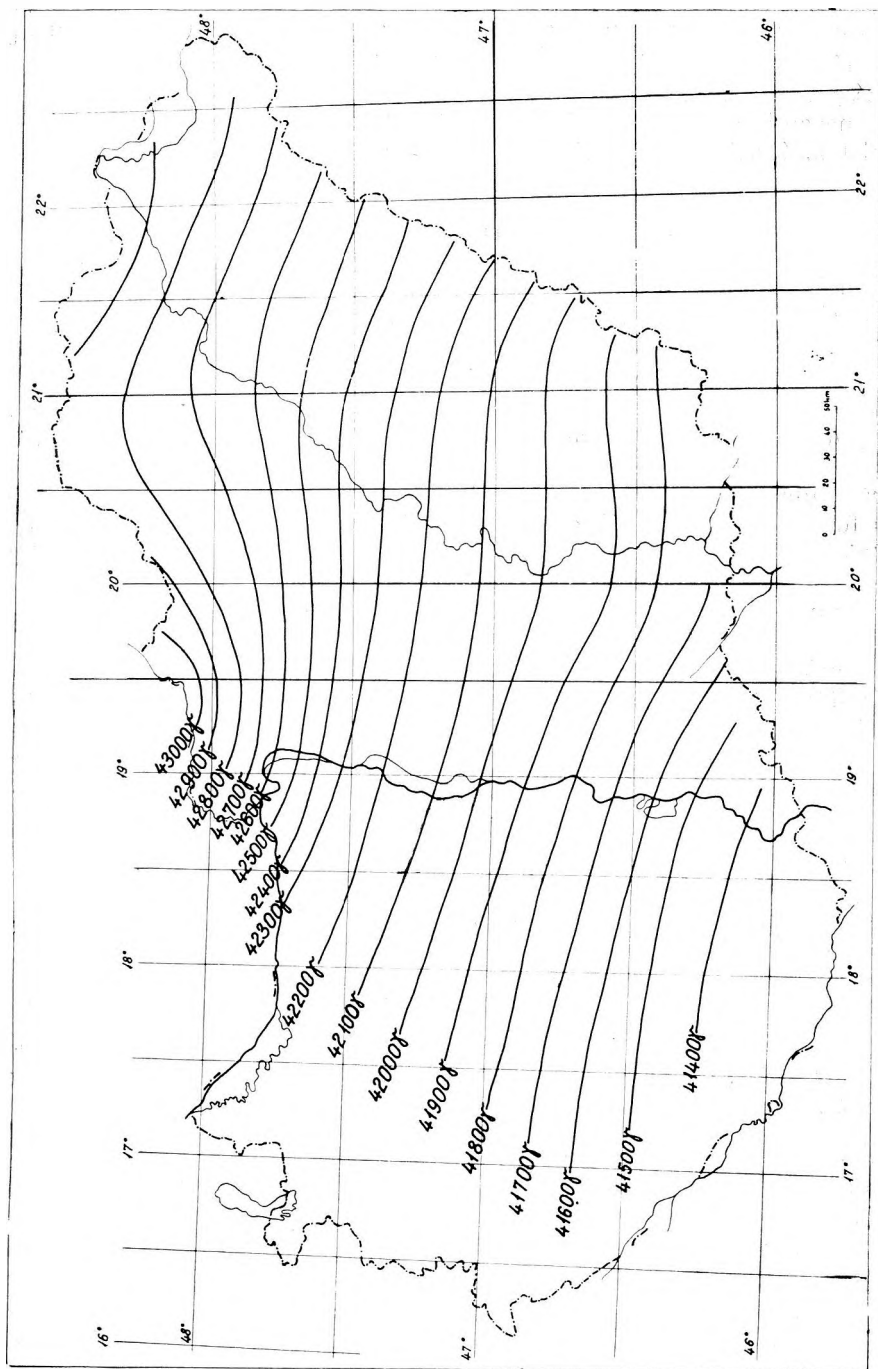
1. ábra. Izogon görbék Magyarországon 1963,5-ben, a szekuláris alaphálózat mérései alapján  
 Фиг. 1. Изогоны для территории Венгрии в 1963,5, по данным „опорной сети вековых вариаций”  
 Fig. 1. Isogons in Hungary for the epoch 1963.5 based upon the „secular base-net”



2. ábra. A horizontális intenzitás izodínáinak görbéi Magyarországon 1963,5-ben, a szekuláris alaphálózat mérési alapján  
 Фиг. 2. Изодинамы горизонтальной составляющей геомагнитного поля в Венгрии в 1963,5, по данным опорной сети искковых вариаций

Fig. 2. The isodina of the horizontal intensity in Hungary for the epoch 1963,5 based upon the „secular base-net”





3. ábra. A vertikális intenzitás izodínáinak görbéi Magyarországon 1963,5-ben, a szekuláris alaphálózat mérési alapján

Фиг. 3. Изодинами вертикальной составляющей геомагнитного поля в 1963,5 по данным опорной сети вековых вариаций

Fig. 3. The isodines of the vertical intensity in Hungary for the epoch 1963.5 based upon the "secular base-net"

A horizontális és vertikális intenzitás térképeket az 1949–50-es térképekkel egybevetve megállapítható, hogy a horizontális komponens körülbelül 200 gammával, a vertikális összetevő pedig mintegy 400 gammával növekedett országunk területén a két mérés között eltelt 13 év alatt.

Ugyanezen idő alatt a totális intenzitás növekedése átlagosan 430 gamma volt, ami hozzávetőlegesen a térerősség 1%-os megváltozását jelenti.

#### 4. Normáltér szerkesztése 1963,5-re

Valamely M földmágneses elem normálértékét a  $\varphi$ ,  $\lambda$  koordinátájú pontban kifejező lineáris hatványfüggvény a következő alakú:

$$M = A + B\Delta\varphi + C\Delta\lambda,$$

ahol  $\Delta\varphi = \varphi - \varphi_0$  és  $\Delta\lambda = \lambda - \lambda_0$ , egy célszerűen felvett  $\varphi_0$ ,  $\lambda_0$  alapontra vonatkoztatva, A, B és C pedig a mérések eredményeiből meghatározott együtt-hatók.

Mérési adataink alapján a legkisebb négyzetek módszerével megállapítottuk a földrajzi koordináták olyan elsőfokú hatványpolinomjait, amelyek a mért adatokat a legjobban megközelítik. Ezekkel a polinomokkal írható le a földmágneses tér anomáliamentes, úgynevezett normáltere, a felmérési időpontra vonatkozóan. Ilyen, aránylag ritka ponthálózat feldolgozása céljára az elsőfokú közelítés alkalmazása elegendőnek látszott.

A normáltér meghatározásához az anomáliamentes pontokat használtuk fel. (Számításainknál mindhárom elem esetében 3–3 pontot nem vettünk figyelembe.)

Az 1963. évi mérés anomáliamentes pontjainak adataiból a következő normálegyenleteket nyertük:

$$D_{1963,5} = -45,8' + 0,079\Delta\varphi + 0,370\Delta\lambda$$

$$H_{1963,5} = 21961,7 - 9,093\Delta\varphi + 0,314\Delta\lambda$$

$$Z_{1963,5} = 40825,2 + 9,596\Delta\varphi + 1,377\Delta\lambda,$$

ahol  $\Delta\varphi = \varphi - 45^\circ 30'$  és  $\Delta\lambda = \lambda - 16^\circ 00'$  ívpercben kifejezve.

Ugyanígy ki kellett számítani a lineáris függvényeket az 1949–50-es eredményekből is. A meglevő normálegyenleteket a feldolgozásban nem használhattuk fel, ugyanis a másodfokú megközelítésből származó normálegyenletek a görbültség miatt nem hasonlíthatók össze közvetlenül a lineáris ki-egyenlítésből adódó egyenesekkel. Ezért a mérésben szereplő pontokra 1950,0-ra is megállapítottuk a lineáris normálegyenleteket:

$$D_{1950,0} = -114,2' + 0,077\Delta\varphi + 0,389\Delta\lambda$$

$$H_{1950,0} = 21721,5 - 8,244\Delta\varphi + 0,438\Delta\lambda$$

$$Z_{1950,0} = 40376,9 + 9,616\Delta\varphi + 1,346\Delta\lambda,$$

ahol  $\Delta\varphi = \varphi - 45^\circ 30'$  és  $\Delta\lambda = \lambda - 16^\circ 00'$  ívpercben kifejezve.

Ha bármely pont földrajzi koordinátáit behelyettesítjük az egyenletek valamelyikébe, megkapjuk az illető pontban a mágneses erőösszetevő normálértékét. (Deklinációt percben, horizontális és vertikális intenzitást gammában).

Az így nyert egyenletek segítségével kiszámítottuk fél-fokonként az ország egész területére a mágneses elemek normálértékeit és az eredményeket térképen ábrázoltuk.

Ha a különböző időpontokban végzett mágneses országos mérések normáltereit összehasonlítjuk, akkor azt találjuk, hogy a normálteret jellemző izogon és izodinam vonalak hálózata a két mérés között eltelt idő alatt elmozdult és elforgott. A görbék elmozdulása az évszázados menet következménye, az elforgásnak pedig az az oka, hogy a mágneses elemek évszázados változása a helynek is függvénye.

Ha az évszázados menet az egész felmért területen ugyanakkora lenne, akkor a görbék csak önmagukkal párhuzamosan mozdulnának el. Mivel azonban általában a mágneses tér változása nyugatról kelet felé növekszik, a görbék lassan elforognak.

Ezt a jelenséget az 1963-as és 1949–50-es normálterek összehasonlításánál is megfigyelhetjük. A 4., 5. és 6. ábrákon együtt ábrázoltuk a két időszakra vonatkozó normálteret.

Az ábrákon látható  $D$  és  $H$  normálisokon a görbék translációs mozgásán kívül, a rotációs jellegű elmozdulás is megfigyelhető. A  $Z$  normál-görbéi a két mérés között eltelt 13 év alatt egymáshoz képest csaknem párhuzamosan tolódtak el. Ez a jelenség valószínűleg azzal magyarázható, hogy hazánk ebben az időszakban a vertikális intenzitás izopor centruma közelében feküdt.

## 5. Az évszázados változás ábrázolása izopor térképek segítségével

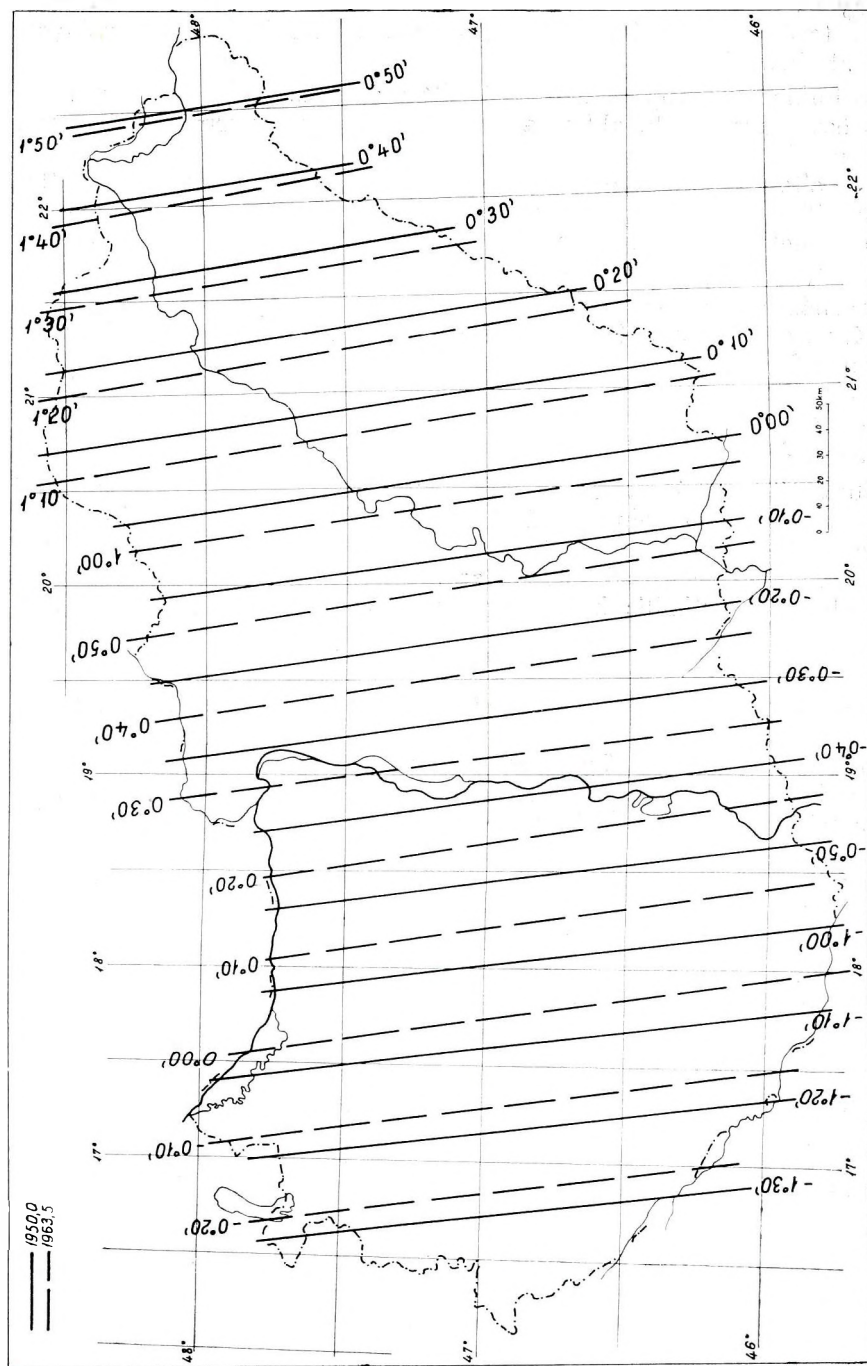
Az országos mérések időközei folyamán végbement évszázados változás értékét a számított normálértékek különbsége adja meg a terület egyes pontjaiban. Ennek alapján készülnek az egyes földmágneses elemek évi változását ábrázoló izopor térképek.

A 7., 8. és 9. ábrákon láthatók az 1949–50-es és 1963-as mérések közötti időszakra számított, Magyarország területére vonatkozó izopor térképek. Az izopor térképeket is az anomáliamentes szekuláris pontok alapján szerkesztettük meg. Az anomáliás pontok elhagyásának helyességét igazolja az a tény, hogy eredményeink ezáltal összhangba kerültek a szomszédos Csehszlovákia 1958. évi országos felméréséből nyert adataival [J. Bouška, V. Bucha, A. Kočí 1960].

A mágneses elhajlás értékváltozása (7. ábra) az eltelt idő alatt pozitív volt, átlagosan  $4,7'$  évente. Az országhatárokon belül az egyidejű évi deklináció változás maximális különbsége  $0,5'$  volt.

A deklinációnak a csehszlovákok által meghatározott izopor vonalai irány és nagyság szerint megegyeznek az anomáliamentes pontokból általunk meghatározott képpel.

A vízszintes összetevő értékváltozásai (8. ábra) országunk területén a megvizsgált időintervallumban pozitívok. Értékük északon  $5$  gamma/év, délen  $14$  gamma/év. A különbség a változás északi és déli határszéli értékei között  $9$  gamma volt.

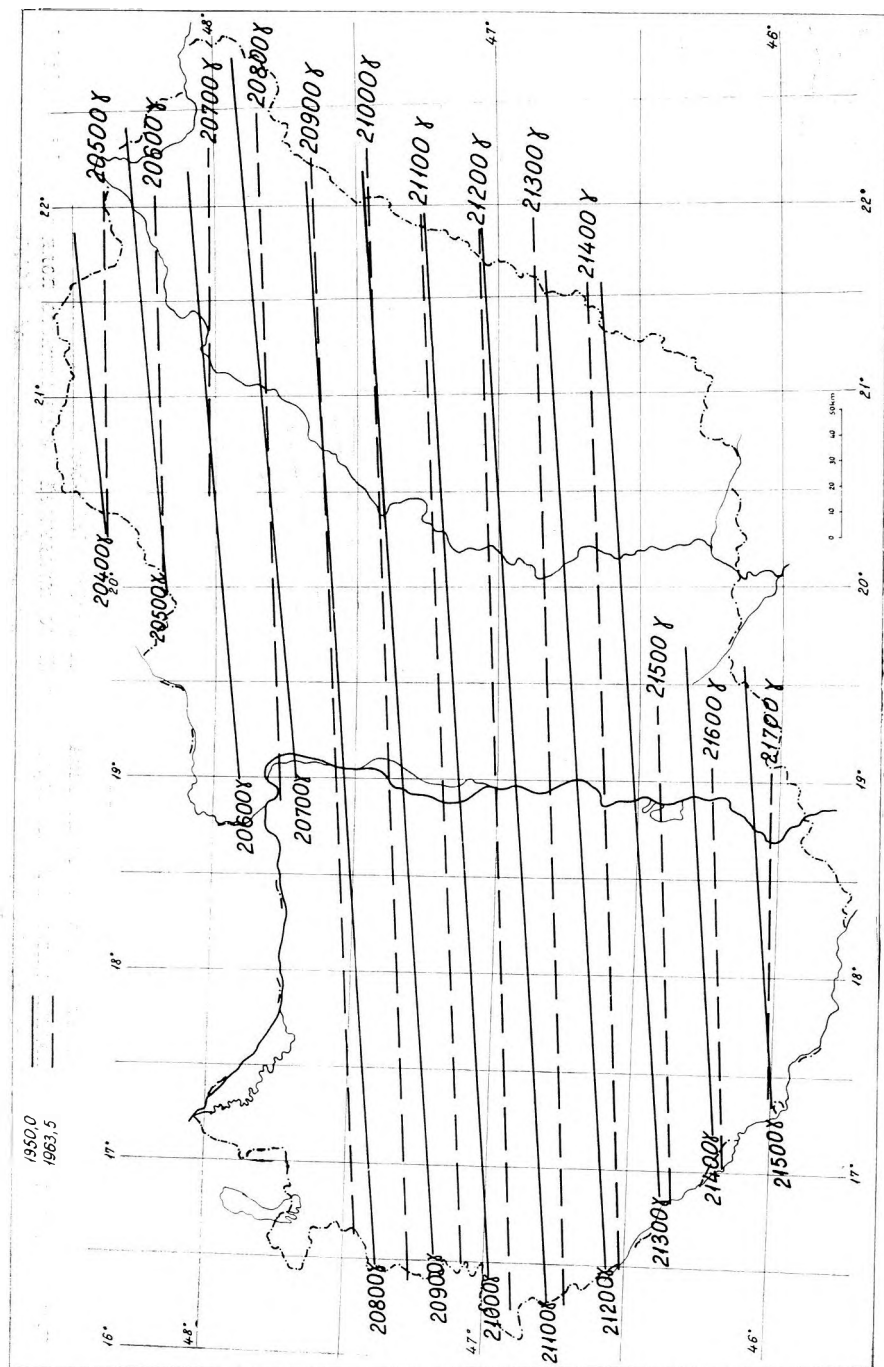


4. ábra. A deklináció normál értékei 1963,5-ben és 1950,0-ban

Фиг. 4. Нормальные величины магнитного отклонения в 1963,5 и 1950,0

Fig. 4. The normal values of the declination for the epoch 1963,5 and 1950,0

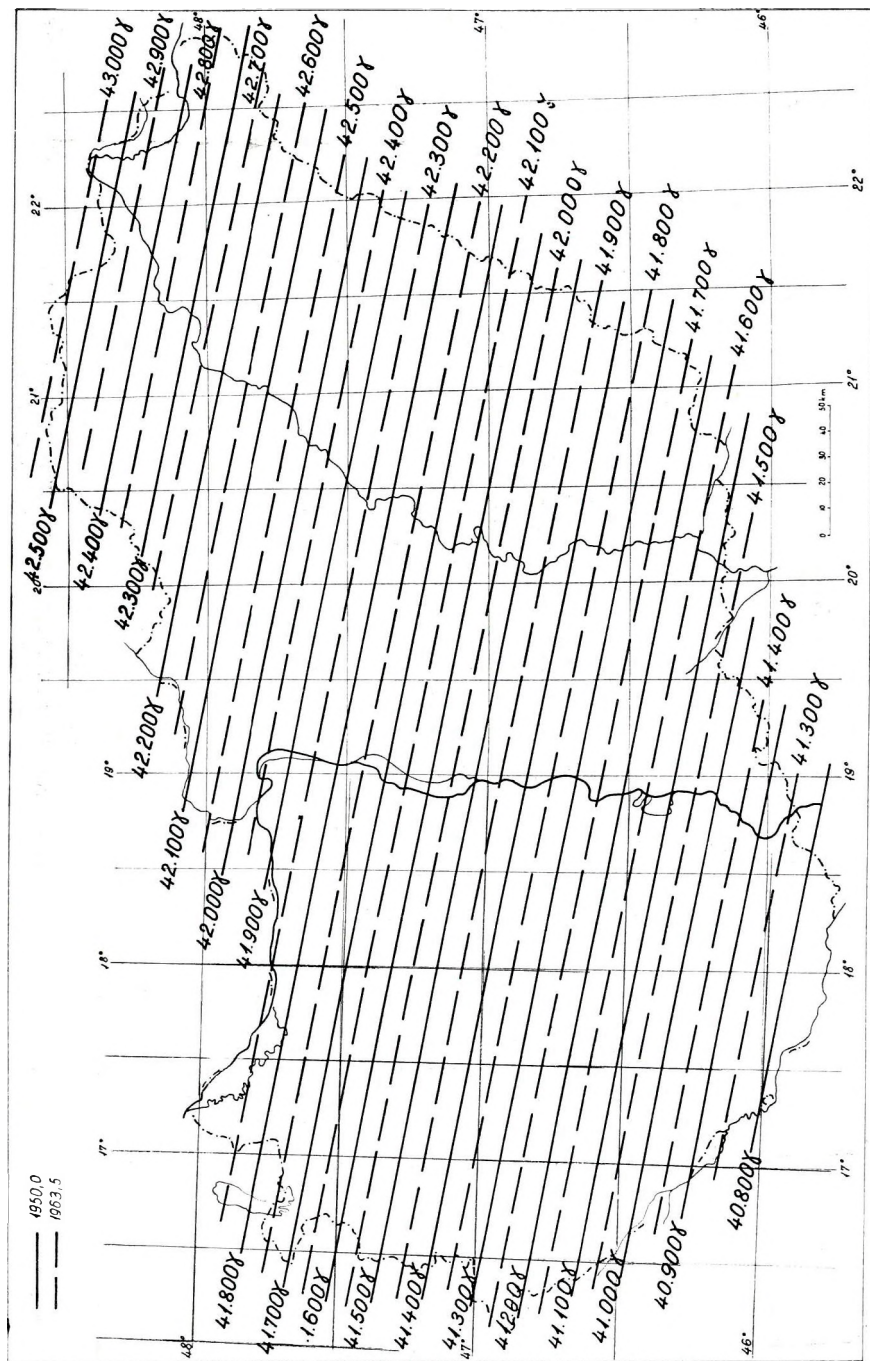




5. ábra. A horizontális intenzitás normál értékei 1963,5-ben és 1950,0-ban

Фиг. 5. Нормальные величины интенсивности горизонтальной составляющей геомагнитного поля в 1963,5 и 1950,0

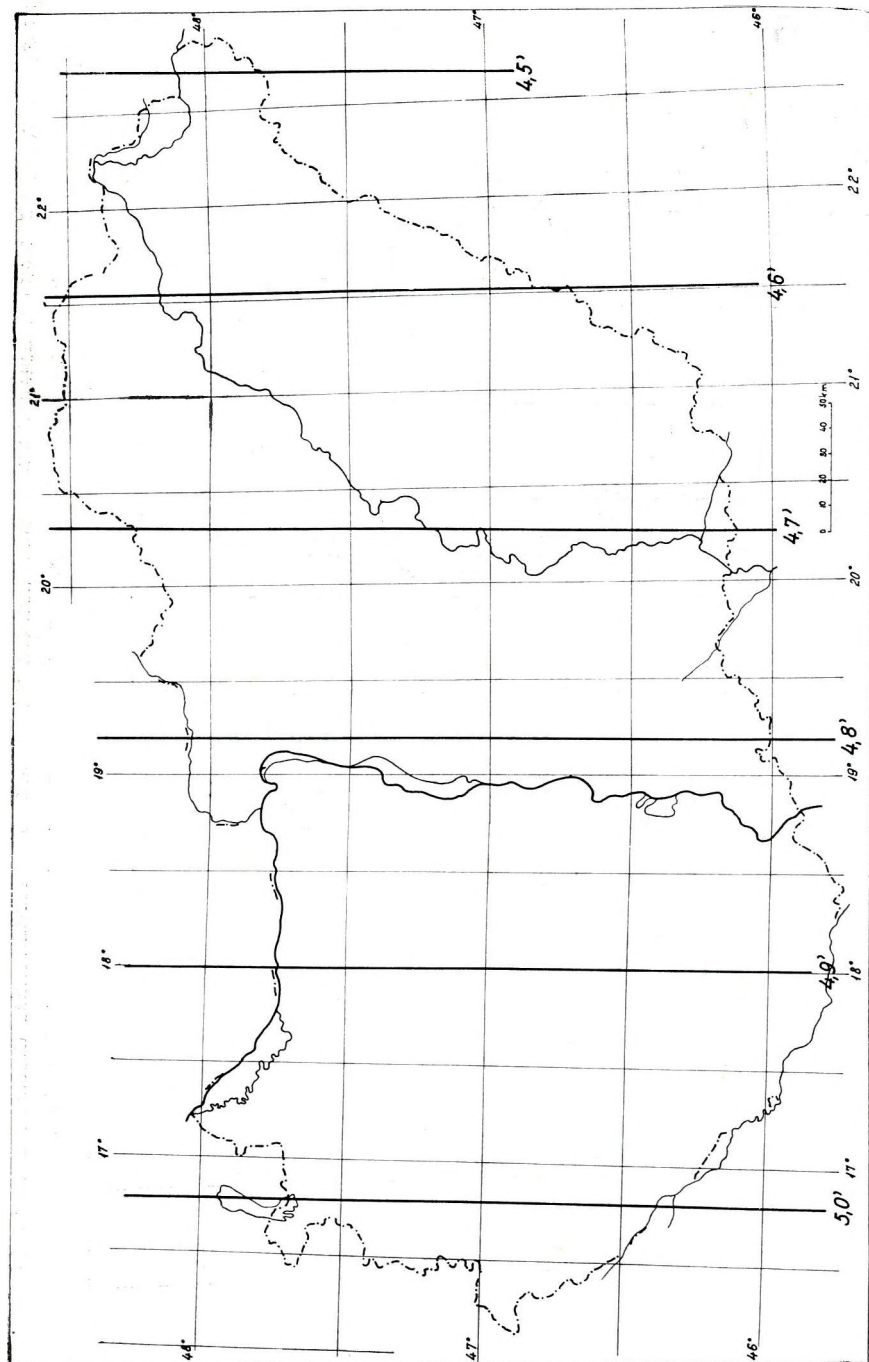
Fig. 5. The normal values of the horizontal intensity for the epoch 1963,5 and 1950,0



6. ábra. A vertikális intenzitás normál értékei 1963,5-ben és 1950,0-ban

Фиг. 6. Нормальные величины интенсивности вертикальной составляющей геомагнитного поля в 1963,5 и 1950,0

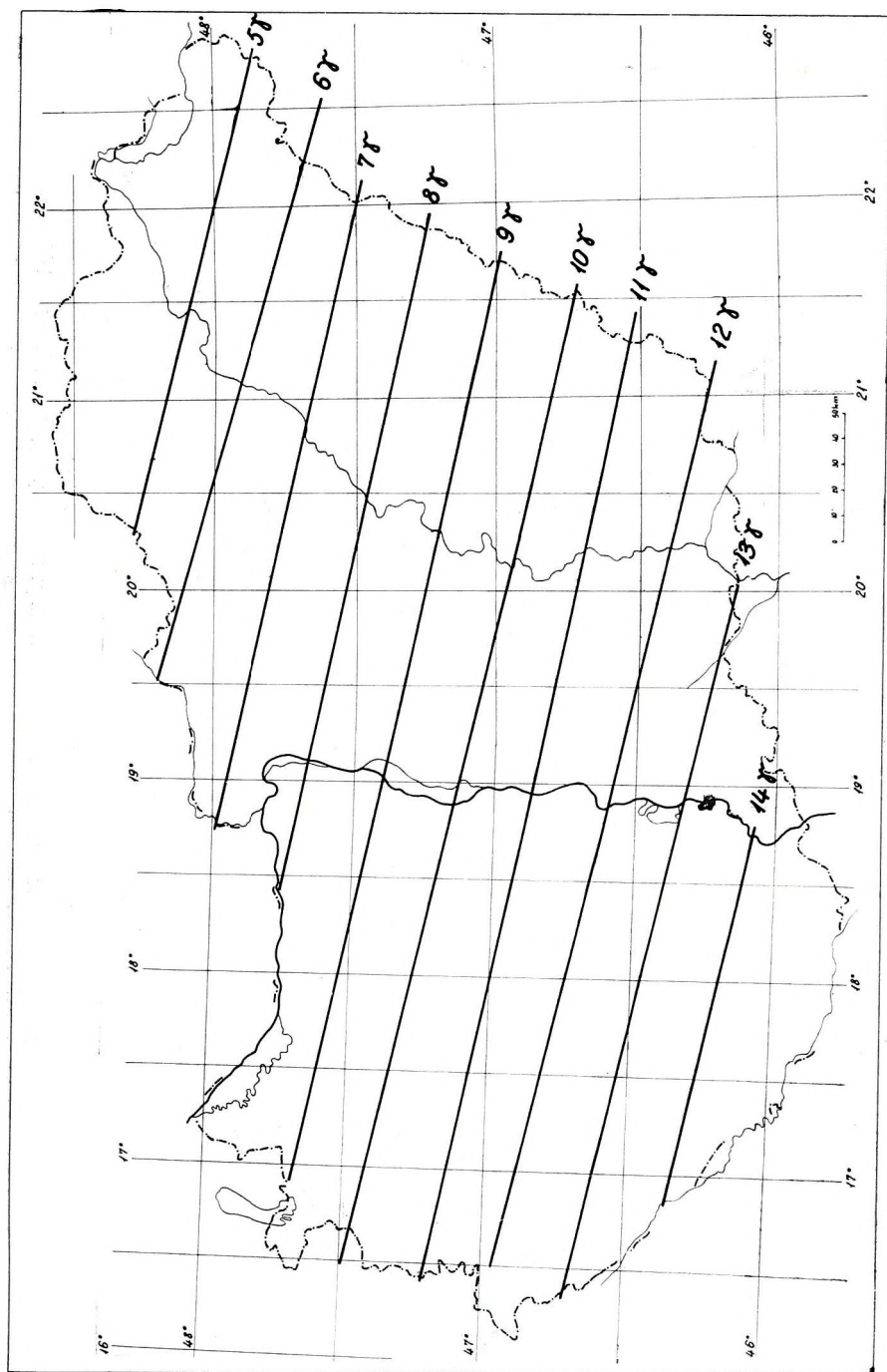
Fig. 6. The normal values of the vertical intensity for the epoch 1963,5 and 1950,0



7. ábra. A deklináció izorégiái Magyarországon 1950,0 és 1963,5 között

Фиг. 7. Изопоры магнитного отклонения в Венгрии в период с 1950,0 по 1963,5

Fig. 7. The isopors of the declination in Hungary between 1950,0 and 1963,5

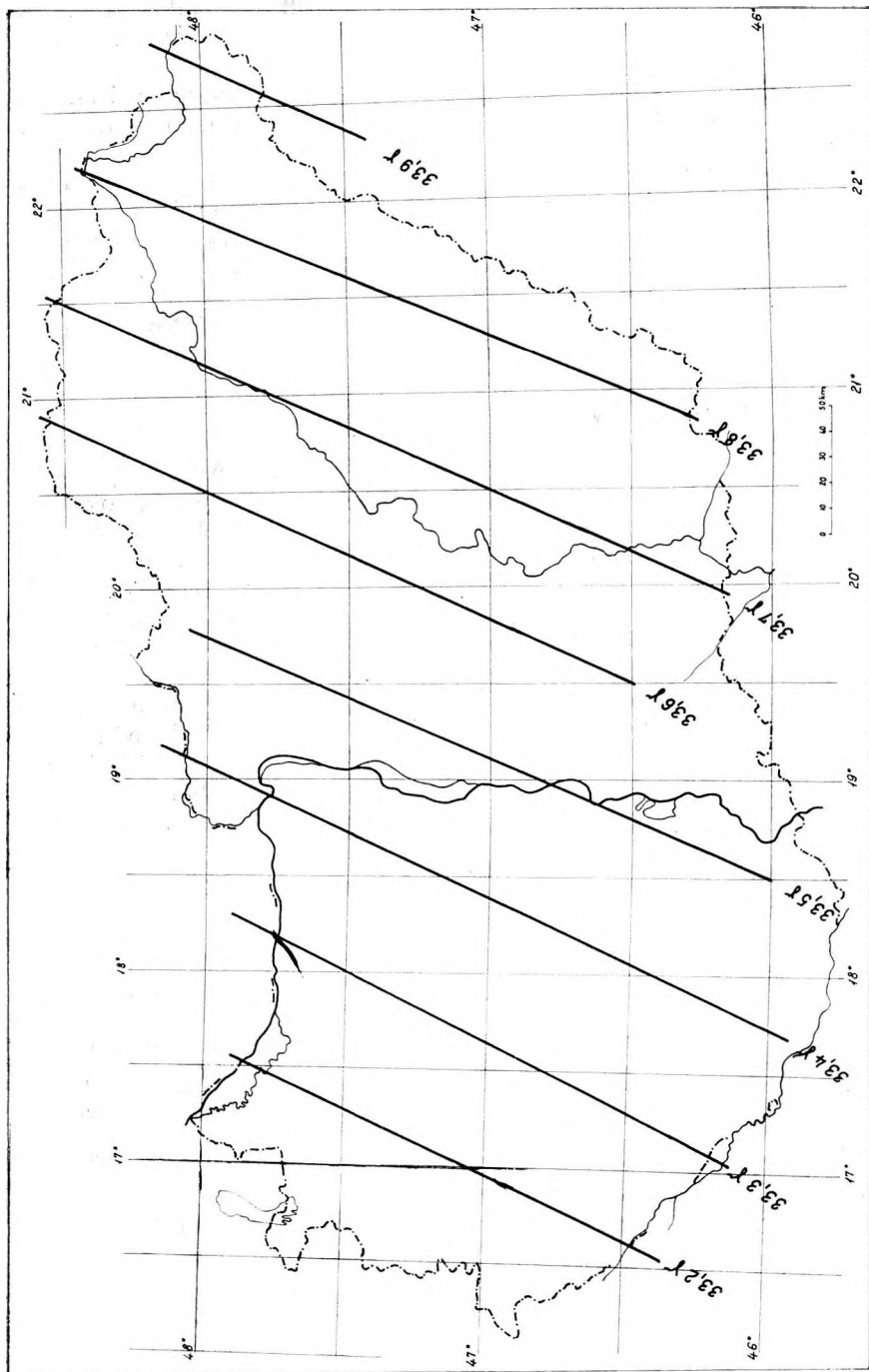


8. ábra. A horizontális intenzitás izoporjai Magyarországon 1950,0 és 1963,5 között

Фиг. 8. Изопоры интенсивности горизонтальной составляющей геомагнитного поля в Венгрии о период с 1950,0 по 1963,5

Fig. 8. The isopors of the horizontal intensity in Hungary between 1950,0 and 1963,5





9. ábra. A vertikális intenzitás izoropjai Magyarországon 1950,0 és 1963,5 között

Фиг. 9. Изопоры интенсивности вертикальной составляющей геомагнитного поля в Венгрии с 1950,0 по 1963,5

Fig. 9. The isopors of the vertical intensity in Hungary between 1950,0 and 1963,5

Ezek az értékek is jó egyezést mutatnak a csehszlovák adatokkal. Az izopor vonalak között mutatózó 1–2 gamma eltérést a méréseink között eltelt néhány év indokolhatja.

A *függőleges összetevő* évi változása a 9. ábra szerint szintén pozitív. Értékük átlagosan 33 gamma az ország területén, amely az időben extrapolált csehszlovák eredményekkel összhangban van.

Vizsgálatainkkal egyidejűleg a Geofizikai Intézet Földmágneses Osztályán is készült egy vertikális izoportérvkép Komáromy István irányításával az országvunkat környező obszervatóriumok évi középértékeinek felhasználásával. A kétféle módon számított izoportörörbék iránya megegyezik. A változás mértékében mutatózó bizonyos eltérés oka az lehet, hogy a kétféle vizsgálat nem teljesen ugyanarra az időszakra vonatkozik. Ezt a feltevést a cseh országvos mérés adatai is alátámasztani látszanak.

— • —

Újabb és még ennél általánosabb összehasonlításí lehetőséget fognak jelenteni azok a Európvára kiterjedő izoportérvképek, amelyek a tavalyi, potsdami mágneses konferencia határozata alapján jelenleg készülnek Magyarországon (Wallner Ákos, MTA Soproni Geofizikai Kutató Laboratórium). Ezek a térképek ábrázolni fogják mindhárom földmágneses elem évi változását az európai obszervatóriumok *D*, *H* és *Z* adatainak felhasználásával. Ennek elkészülése után érdekes lesz majd eredményeink összehasonlítása a nagyobb területre érvényes megállapításokkal.

A szekuláris hálózat mérési adatainak felhasználásával az évszázados változás területi sajátságait hazánkra vonatkozóan közvetlen mérési eredmények alapján vizsgálhattuk. Természetesen ez a 16 pontból álló hálózat túlságosan ritka ahhoz, hogy országvunk mágneses viszonyairól pontos képet nyerhessünk. Ezt a célt a Nemzetközi Nyugodt Nap Éve során — 1964–65-ben végrehajtásra kerülő országvos mágneses méréssel fogjuk elérni.

#### IRODALOM

- Barta György, 1954. Földmágnesség. Akadémiai Kiadó, Budapest.  
 Barta György, 1957. A földmágneses tér változása a Kárpátmedencében. Geofizikai Közl. VI. 1–2. Budapest.  
 Albert Anna, 1962. A földmágneses elemek évszázados változása Magyarországon. Geofizikai Közl. XI. 1–4. Budapest.  
 Jeffreys, B., 1962. Methods used in determining the secular variation of the Earth's magnetic field during the 1961 magnetic survey of southern and northern Rhodesia. S. Afric. Surv. J. 9. No. 58. 29–36.  
 Scheepers, G. L. M., 1963. On the derivation of magnetic secular variation from field observations. Trans. Roy. Soc. S. Afr., 37. Part 1, October 1963.  
 Bouška, J. — Bucha, V. — Kočí, A., 1960. Geomagnyitnűje Kartű Cselhoszlovakii dlja epohi 1958,0 Izvesztvija Akademii Nauk SzSzSzR. Szerija Geofiziceszkaja No. 6. 1960.

ДР. БАРТА

## О ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ ЭНЕРГИИ, ПРОИСХОДЯЩИХ В ПРОЦЕССЕ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ ЗЕМЛИ

Автором излагаются некоторые новые результаты измерения и соображения по эксцентricности ядра Земли. Затем рассматривается вопрос об имеющейся в различных частях Земли энергии, происходящей за счет вращения оси Земли и оценивается степень возможных преобразований энергии, связанных со снижением скорости вращения.

G. BARTA

## ENERGY TRANSFORMATIONS IN THE COURSE OF THE SECULAR VARIATIONS OF THE EARTH

Some new observations and hypotheses as to the eccentricity of the Earth's core, further the energy-content of different parts of the Earth originating from the rotation are discussed. The possible range of the energy-transformations coming from the slowing-down of the rotation is estimated.

## A FÖLD ÉVSZÁZADOS VÁLTOZÁSAI SORÁN FELLÉPŐ ENERGIA ÁTALAKULÁSOK

BARTA GYÖRGY

Eddigi vizsgálatainkban néhány földfizikai jelenség (mágneses évszázados változás, tengerszint- és sarokmagasság-ingadozás, forgássebesség-változás) évszázados változásának egyező sajátásaiból, valamint a földmágneses tér és a földalak egyenlítői torzultságának megegyezéséből arra következtettünk, hogy a Föld belső magja excentrikusan fekszik. A Hold és a Nap az excentrikus magra az árapálykeltő erőhöz hasonló erőt gyakorol, ezért az nyugati irányban elmozdul. Ez a mozgás lehet a különböző jelenségekben felismerhető évszázados változások egyik fő oka.

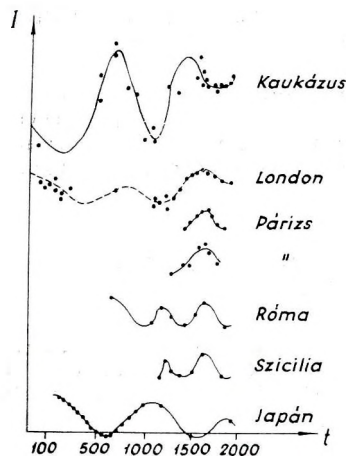
Az elgondolás során a mágneses évszázados változás globális, az egész Földet egyszerre érintő általános jelenségeit hangsúlyoztuk, szemben a regionális jellegű felfogással, mely szerint a változást a külső mag — egymással csak igen laza kapcsolatban levő — elektromos áramlatai okozzák. A mágneses főváltozás vektorainak szembefordulása Pakisztán körül, és az 50 éves hullám egyértelmű jelentkezése az egész északi féltekén arra mutat, hogy a változás — sőt annak egyes részjelenségei is — tartalmaznak általános, az egész Földre érvényes tulajdonságokat.

A változásnak azonban regionális jellegű vonásai is vannak, ezért a két típusú változás szétválasztásának elvi kérdése további vizsgálatra méltó

fontos feladat. Lényeges újabb megállapításokat tett ezen a területen S. P. Burlackaja, aki kaukázusi cserépedények archeomágneses vizsgálatából megállapította, hogy

1. Az inklináció kaukázusi változás-görbéjének fázisa megegyezik a párizsival, viszont félhullámhosszal különbözik a japáni megfigyelésektől.

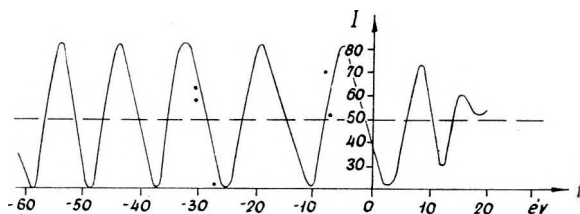
2. A folyamat az utolsó 6–8 ezer évben periodikusnak látszik és periódus-hossza nagyjából változatlanul 1000–1500 év volt (1., 2. ábra) (Burlackaja, 1963.).



1. ábra. A mágneses lehajlás évszázados változása a Föld különböző pontjain paleomágneses mérések alapján [3]

Фиг. 1. Вековые вариации магнитного отклонения в различных местах Земли, по данным палеомагнитных исследований [3]

Fig. 1. The secular variation of the inclination on different locations, based upon paleomagnetic investigations [3]



2. ábra. Az évszázados változás a Kaukázus vidékén az utolsó 8000 évben [3]

Фиг. 2. Вековые вариации в районе Кавказа за последние 8000 лет [3]

Fig. 2. The secular variation in the Caucasian region in the recent 8000 years [3]

Mindkét megállapítás az évszázados változás globális jellegét domborítja ki, tehát elgondolásunkat támasztja alá; sőt a második megállapítás valamilyen állandóan ható periodikus okra is utal, ami legtermészetesebben a Nap és a Hold árapálykeltő hatásában található meg. A két megállapítás részletezésére és megerősítésére természetesen további kiterjedt archeomágneses vizsgálatok szükségesek, de így is értékesen támasztják alá a jelenség globális elképzelését.



Az elgondolással kapcsolatban felmerülő másik problémakör a Föld alakjával kapcsolatos. A Föld háromtengelyűsége lényegileg annyit jelent, hogy a Föld alakját képviselő gömbfüggvény kifejezés alacsony rendszámú együtthatóiban  $\lambda$ -tól függő tag is van. A. H. Cook bizonyos becsléseket végzett arra vonatkozóan, hogy a Föld különböző öveinek inhomogeneitása hányadrendű gömbfüggvényegyütthatókra lehet hatással (Cook, 1963). Arra az eredményre jutott, hogy a Föld felszínközeli rétegei csak a 113. tagnál magasabbrendű gömbfüggvényegyütthatókat befolyásolják. Minél mélyebbre hatolunk a Föld belsejébe, a tömeg-egyenetlenségek annál alacsonyabb rendű tagokra hatnak. Eredményeit a következő táblázatba foglalta össze:

Szint	r/R	A harmonikusok rendje, amelyeknek a forrása a szint fölött van
A belső mag határa .....	0,216	> 4
A mag-köpeny határa .....	0,545	> 12
A kis sebességű réteg .....	0,95	> 113

A táblázatból látható, hogy a gömbfüggvény magasrendű tagjainak együtthatóit csak a külső rétegek inhomogeneitása befolyásolja. Minél mélyebben tételezzük fel az inhomogeneitást, annál alacsonyabb rendű együtthatókban látjuk annak a hatását. A becslés azonban nem terjed ki a külső rétegek inhomogeneitásának az alacsonyabb rendű tagokra gyakorolt esetleges hatására, vagyis nem zárja ki azt, hogy a Föld háromtengelyűségét felszínközeli inhomogeneitások okozzák. Ha azonban nem tekintjük véletlennek a háromtengelyűség és a mágneses excentricitás irány- és nagyságszerinti megegyezését, akkor a mágneses centrum gyors vándorlásából arra kell következtetnünk, hogy a ható ok a magon belül van.

Az egyenlítői lapultság mértéke – belső hatót tételezve fel – nyilván a belső és külső mag sűrűség-különbségétől és az excentricitás mértékétől függ. Eddigi számításainkban H. Jeffreys és K. F. Bullen alapján a belső mag sűrűségét  $17 \text{ g/cm}^3$ -nek, a külső magét pedig  $11 \text{ g/cm}^3$ -nek vettük (Fanslau, 1959.). Újabb, a Föld saját lengésével kapcsolatos vizsgálatok azonban arra mutatnak, hogy a két adat inkább 15, illetve  $12 \text{ g/cm}^3$ -nek veendő. A továbbiakban a belső és külső mag sűrűsége által befolyásolt adatoknál zárójel nélkül közöljük a régebbi, és azok mellett zárójelben az új sűrűséggel számított adatokat.

Az excentricitás mértékére vonatkozólag a földmágneses mérésekből nyerhetünk felvilágosítást. Ezek szerint a Föld mágneses középpontja lassan nyugati irányba mozog és az utolsó 1955-ös Finch – Leaton-féle gömbfüggvényegyütthatókból számítva az excentricitás iránya  $150,2^\circ \text{ E/Gr.}$ , és mértéke 436 km volt. Az excentricitás az utolsó 30 év folyamán jelentősen megnőtt és arra lehetett gondolni, hogy ezt bizonyos extrapolációs jellegű hibák okozzák. A III. szovjet mesterséges hold segítségével meghatározták a belső sugárzási öv földkörüli elhelyezkedését és abban szintén találtak excentricitást. Ebből a Föld mágneses terének excentricitására  $150^\circ \text{ E}$  és 450 km adódott, az előző adattal jól megegyezően (Goresakov, 1962.).

A belső mag excentricitását a Finch-Leaton mágneses excentricitással azonosítva az egyenlítői ellipszis nagytengelyének iránya  $29,8^\circ$  W, a nagy és kis tengelyének különbsége pedig 376 (188) méter. Az adatok számértéke a mágneses évszázados változás jelen szakaszában lassan nő.

A különböző geodéziai mérések az egyenlítői ellipszis irányára és méreteire ezekhez hasonló, általában azonban elég szórt adatokat adnak, ezért egyesek kételkednek a Föld háromtengelyűségében, pedig az adatok szórása egyáltalában nem csodálatos. Hiszen a Föld alakját általában tömegeloszlása szabja meg és az nem szorítható merev matematikai formákba. Számítási eredményeink attól függenek, hogy milyen helyre és időre vonatkozó adatrendszerekből kiindulva értük el azokat. A legáltalánosabb, legegyszerűsebb és a felszíni helyi hatóktól legkevésbé befolyásolt adatokat nyilvánvalóan a mesterséges holdak pályáinak torzultságából nyerhetjük. I. Izsák a Vanguard II. és III. mesterséges holdak adatai alapján 1960-ban a nagytengely irányára  $33^\circ - 32^\circ$  W, és a tengelyek közti különbségre 222–184 métert kapott (Izsák, 1961). Azonos irányt és kicsit nagyobb tengelykülönbséget adott többek között a Transit 4. A. mesterséges hold (King-Hele, 1962). Heiskanen szerint is a mesterséges holdak általában  $30^\circ$  W irányt és 200–300 méter tengelykülönbséget adnak (Heiskanen, 1963).

Láthatjuk tehát, hogy ezeknek a megegyező adatoknak a fényében alig kételkedhetünk a Föld háromtengelyűségében, és a mesterséges holdak pályaelemeiből számított adatok teljesen megegyeznek a földmag-excentricitásból számítottakkal.

Ez a megállapítás annál értékesebb, mert a mesterséges holdak pályáit az egész Föld gravitációs tere befolyásolja és a mérések esetleges időbeli változást sem tartalmaznak.

K. Jung a geodéziai adatok időbeli csoportosításával arra a megállapításra jutott, hogy az egyenlítői nagytengely iránya az idő folyamán nyugati irányban mozog. A momentán értékeket adó mesterséges hold adatok is valóban nyugatabbra adják a nagytengely irányát, mint amit a hosszú időn át gyűjtött felszíni geodéziai adatokból nyerünk. Ezek az adatok mind alátámasztják a földmag excentricitására és mozgására vonatkozó elgondolást. Ha pedig ez fennáll, akkor annak fizikai következményeit is le kell vonni.

Nyilvánvaló, hogy a Föld nem homogén egyensúlyi alakzat, csak bizonyos közelítéssel tekinthető annak. Erre mutatnak a különböző geodéziai mozgások, földrengések, hegyképződés, sarokvándorlás, stb. Az általános geofizika egyik legfontosabb feladata éppen annak a megállapítása, hogy milyen jelenségek magyarázatánál kell már bevezetni a homogén egyensúlyi alakzattal szemben a természetesebb inhomogén földfelépítést. Egy inhomogén és excentrikus (ez is az inhomogeneitás egyik fajtája) felépítésű Földnek több szabadsági foka van, mint az eddigi homogén koncentrikus gömbhéjakból felépített formának, és ezért jobban használható sok földfizikai jelenség leírására és alkalmasabb egy átfogó elméleti földalak számára.

— . —

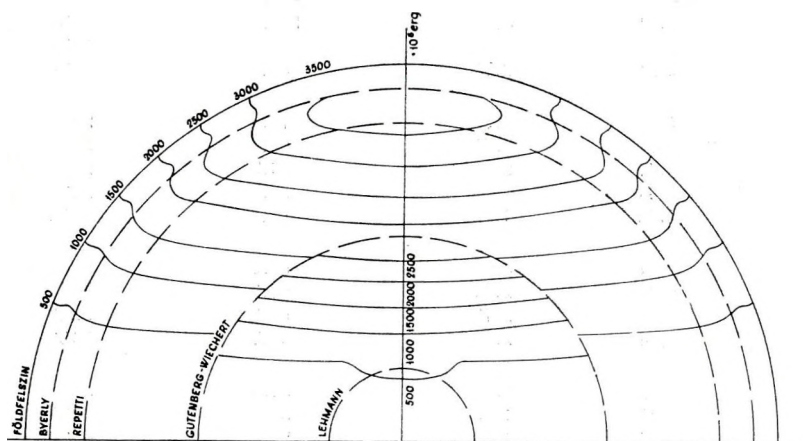
A leírt változások természetesen jelentős energia-átalakulással is járnak. Vizsgáljuk meg, hogy ebből a szempontból milyen energiák jöhetnek számításba. Ha feltételezzük a Föld bizonyos mértékű nem centrikus jellegű anyagi

inhomogeneitását, akkor a földforgás mozgási energiája jelentőssé válik. Az egyenlítőn a Föld kerületi sebessége 465 méter/sec, tehát ott a földanyag a hangnál lényegesen nagyobb sebességgel mozog, és mert óriási tömegekről van szó, a fellépő kinetikus energiák is igen nagyok.

A Föld különböző részeinek energiája különböző, mert a tengely körüli forgás hengerszimmetriája keveredik a sűrűségnek nagyjából centrikus szimmetriájával. Ez a két tényező szabja meg a Föld különböző mélységeiben az egységnyi térfogatú földanyag mozgási energiáját. Ezt az értéket nyilván megkapjuk, ha képezzük a

$$\Delta E_k = \frac{1}{2} \rho r^2 \omega^2$$

szorzatot, ahol  $\rho$  a földanyag sűrűsége a vizsgált pontban,  $r$  a távolsága a forgástengelytől,  $\omega$  a szögsebesség. A megfelelő adatokat az I. táblázat 1–2–3. oszlopában és a 3. ábrán közöljük.



3. ábra. 1 cm<sup>3</sup>-nyi földanyag forgási energiája a mélység függvényében

Фиг. 3. Энергия вращения 1 см<sup>3</sup> земного материала в функции глубин

Fig. 3. The rotational-energy of 1 cm<sup>3</sup> Earth's material in the function of depth

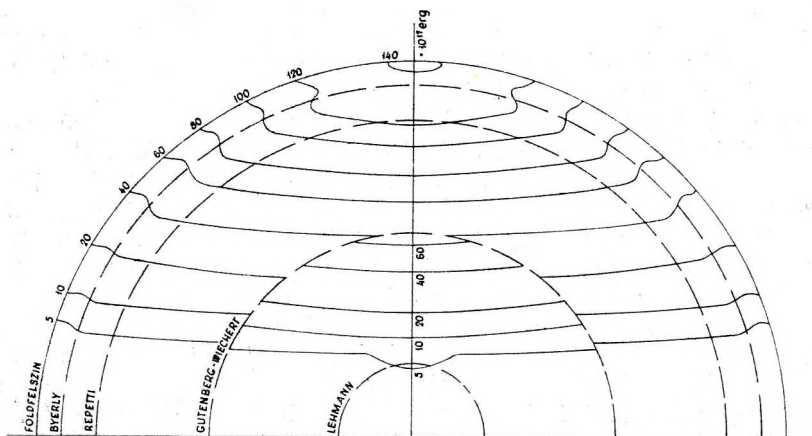
Ha nem csak egy térfogatelem energiáját keressük, hanem a tengely körül  $r$  sugarú 1 cm<sup>2</sup> keresztmetszetű körgyűrű mozgási energiáját vizsgáljuk, akkor

$$\delta E_{\text{gyűrű}} = \pi \rho r^3 \omega^2$$

képletet alkalmazva kapjuk az I. táblázat 4. oszlopát. Az eredményeket pedig a 4. ábrán ábráztuk.

## A FÖLD ANYAGÁNAK FORGÁSI ENERGIAJA KÜLÖNBÖZŐ MÉLYSÉGEKBEN

$r$	$\rho$	$\Delta E = \frac{1}{2} \cdot (r\omega)^2 \cdot \rho$	$\delta E = 2\pi \cdot r \cdot \Delta E$	$6,371 - r$
6,371 km	3,32	$3,58 \cdot 10^9$ erg	$143,3 \cdot 10^{17}$ erg	0 km
6,338	3,38	3,60	143,6	33
6,271	3,47	3,62	142,8	100
6,171	3,55	3,59	139,2	200
6,071	3,63	3,55	135,6	300
5,971	3,89	3,68	138,2	400
5,871	4,13	3,78	139,5	500
5,771	4,33	3,83	138,9	600
5,671	4,49	3,84	136,7	700
5,571	4,60	3,79	132,7	800
5,471	4,68	3,72	127,9	900
5,371	4,80	3,68	124,1	1000
5,171	4,91	3,49	113,3	1200
4,971	5,03	3,30	103,1	1400
4,771	5,13	3,10	93,0	1600
4,571	5,24	2,91	83,5	1800
4,371	5,34	2,71	74,4	2000
4,171	5,44	2,51	65,9	2200
3,971	5,54	2,32	57,9	2400
3,771	5,63	2,12	50,4	2600
3,571	5,68	1,92	43,1	2800
3,473	9,57	3,06	66,9	2898
3,371	9,85	2,97	63,0	3000
3,171	10,11	2,70	53,8	3200
2,971	10,35	2,42	45,3	3400
2,771	10,56	2,15	37,5	3600
2,571	10,76	1,89	30,5	3800
2,371	10,94	1,63	24,3	4000
2,171	11,11	1,39	18,9	4200
1,971	11,27	1,16	14,4	4400
1,771	11,41	0,95	10,5	4600
1,571	11,54	0,75	7,4	4800
1,389	14,20	0,72	6,3	4982
1,250	16,85	0,69	5,4	5121
1,171	16,96	0,61	4,5	5200
971	17,05	0,42	2,6	5400
771	17,12	0,27	1,3	5600
571	17,16	0,14	0,5	5800
371	17,19	0,06	0,1	6000
171	17,20	0,01	0,0	6200



4. ábra.  $1 \text{ cm}^2$  keresztmetszetű forgástengely körüli gyűrű anyagának forgási energiája a mélység függvényében

Фиг. 4. Энергия вращения материала кольца вокруг оси вращения с поперечным сечением  $1 \text{ cm}^2$  в функции глубин

Fig. 4. The rotational-energy of a  $1 \text{ cm}^2$  cross-section concentric ring in the function of depth

A 3. és 4. ábrából kitűnik, hogy az egyenlítő környékén  $1 \text{ cm}^3$  anyag földforgásból származó mozgási energiája  $3,6 \cdot 10^9$  erg, vagyis 36 kg tömeget 1 méter magasra emelne.  $1 \text{ cm}^2$  keresztmetszetű forgástengely körüli egyenlítői gyűrű energiatartalma pedig  $1,4 \cdot 10^{19}$  erg. Ezzel az energiával 140 ezer tonnát 1 km magasba emelhetnénk. Elgondolható, hogy ekkora energiának csekély töredéke is tekintélyes gyűrődéseket és töréseket okozhat az egyensúly megbomlása esetén. A sűrűségdifferencia miatt a különböző felületek között a Föld belsejében is felléphetnek nyíróhatások. Főleg ott, ahol nagy az egymás melletti részek közötti energia-különbség, vagyis nagy az energia-gradiens.

A Föld összes forgási energiája  $2,1 \cdot 10^{36}$  erg. Ha ez az energia egyenes-vonalú egyenletes mozgásban nyilvánulna meg, akkor hatására Földünk 260 méter/s tekintélyes, ágyúlövedék sebességgel repülne. Ez a hasonlat is mutatja ennek a mozgási energiának a nagyságát.

Ez az energia azonban nem állandó. Geológiai megállapítások szerint az év napjainak a száma mintegy 600 millió évvel ezelőtt a Kambrium elején 424; 350 millió évvel ezelőtt a devon korszakban pedig 400 volt. Jelenkori csillagászati megfigyelések szerint a nap hosszának évi csökkenése  $\sim 2 \cdot 10^{-5}$  s. A nap hosszának évi relatív változása tehát  $2,3 \cdot 10^{-10}$  s. Az ennek megfelelő energiaváltozás pedig  $9,7 \cdot 10^{26}$  erg. Az évi energiacsökkenés tehát az összes földrengési energiák 400-szorosa.

A forgássebesség-csökkenés természetesen a mozgás-energiának potenciális energiává változásával is magyarázható. A Föld tádulása következtében ui. a Föld tehetetlenségi nyomatéka megnövekszik és ennek következtében is csökken a forgássebesség. Az energia-egyensúly megbomlása szem-



pontjából közömbös, hogy a forgássebesség-csökkenésnek mi az oka, valószínűleg azonban összetett jelenségekről van szó és a kinetikus energia egy része hőenergiává is változhat. Vizsgáljuk meg ezzel kapcsolatban, hogy mekkora a belső mag hátrálásából származó energiakülönbség.

Legyen a belső mag 350 km-rel excentrikus (ez volt az utolsó 100 évben az excentricitás átlagértéke), sűrítsük tömegét a középpontba. Forgás esetén ennek az excentrikus magnak az energiája  $1,6 \cdot 10^{32}$  erg ( $0,8 \cdot 10^{32}$  erg).\* A mag évi  $0,2^\circ$ -ot mozdul el, vagyis 1 év alatt a forgás által megtett szög 650 ezredrésszel változik. A mag energiája tehát  $5 \cdot 10^{26}$  erg-gel ( $2,5 \cdot 10^{26}$  erg-gel)\* csökken. Ebből is láthatjuk, hogy a forgássebesség-csökkenés egyik lényeges oka a belső mag nyugati irányú mozgása lehet.

Érdekes ezeket az energiákat összehasonlítani a Föld hőenergia-vesztésével. A hőáram átlagos értéke ui.  $1,2 \cdot 10^{-6}$  cal/cm<sup>2</sup>/sec. Egész gömbfelületre 1 évre és mechanikai energiára átszámítva ez az energiamennyiség  $8,0 \cdot 10^{27}$  erg (1 cal =  $4,186 \cdot 10^7$  erg). A mag kisebb forgássebességéből származó energiakülönbség a hőenergia veszteségnek mintegy 20-ad része. A belső súrlódás tehát nem teljesen elhanyagolható része Földünk hőháztartásának.

#### IRODALOM

- Barta Gy., 1959. A föld mágneses sarkainak és középpontjának időbeli vándorlásáról. Geofizikai Közlemények, VIII. kötet, 1–2. szám.
- Barta Gy., 1962. A Föld háromtengelyűségének kapcsolata a földmágneses tér excentricitásával. Geofizikai Közlemények, X. kötet, 1–4. szám.
- Burlackaja S. P., 1963. Isszledovaniye magnitnovo polja Zemli v prosluje epohi arheomagnitnium metodom. Insztitut fiziki Szibirszkovo otdelenija AN SzSzsZR, Krasznojarszk.
- Cook, A. H., 1963. Sources of Harmonics of Low Order in the External Gravity Field of the Earth. Nature, Vol. 198. June 22.
- Fanselau G., 1959. Geomagnetismus und Aeronomie. Band III., Berlin.
- Gorcsakov E. V., 1962. Raszpolozszenije vnutrennevo radiacionnovo pojasza i magnitnoje polje Zemli.
- Heiskanen W. A., 1963. Die neuesten Erkenntnisse der physikalischen Geodäsie. Zeitschrift für Vermessungswesen. 88. Jahrgang, Heft 7., Stuttgart.
- Izsák I., 1961. A Determination of the Ellipticity of the Earth's Equator from the Motion of two Satellites. Research in Space Science, Special Report No. 56. Smithsonian Institution Astrophysical Observatory, Cambridge 38, Massachusetts, January 30.
- King D. – Hele, 1962. Satellites and Scientific Research. London, Routledge and Kegan Paul.
- Vogel A., 1963. Secular Variations in the Lower Harmonics of the Earth's Gravity Field Due to Convection Currents in the Earth's Core. Meddeltande från geodetiska institutionen vid Uppsala universitet No. 7.

\* A földmag választott sűrűségkülönbségének megfelelően.

ЭДЬЕД ЛАСЛО

## К ВОПРОСУ О ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЯХ

Между вековыми вариациями геомагнитного поля, формой ядра Земли и геоидом существует определенная связь, которая должна отражаться и в поле силы тяжести.

L. EGYED

## TO THE QUESTION OF THE SECULAR VARIATIONS

There seems to be a correlation between the geomagnetic secular variations, the shape of the outer core of the Earth, and the geoid. Similar phenomenon is postulated in the gravity field, too.

## A SZEKULÁRIS VARIÁCIÓK KÉRDÉSÉHEZ

EGYED LÁSZLÓ

*Dr. Barta György tanulmánya a Föld belső szerkezetére és annak változásaira vonatkozólag új gondolatokat tartalmaz. A szerkesztőség véleményét kért dr. Egyed László akadémiai levelező tagtól. Egyed professzor véleményét teljes terjedelmében közöljük.*

A Föld belső változásai, amelyeknek összegezett hatása a Föld arculatát is alakíthatja, a Föld erőtereiben is változásokat hoznak létre. Ezek a változások a Föld felszínén észlelhetők. A hosszú periódusú, de emberi élet-tartamon belül mégis észlelhető évszázados változások közül legszembetű-nőbbek a mágneses szekuláris változások. E variációk lényegének megérté-sénél a legnagyobb nehézséget az okozza, hogy magára a földmágnesség ere-detére vonatkozólag is csupán hipotézisek vannak. Barta — némi áttétellel — elfogadta azt a hipotézist, amelyet néhány évvel ezelőtt felvetettünk (Egyed, 1955), vagyis, hogy a földi mágnesség leszármaztatható a Föld belső mag-jából, ha annak nukleonjait az impulzusnyomaték szerint rendezve gondol-juk el. Ő azonban a földmagot önállóan mozgó tömegként képzel el s ebből von le következtetéseket. Ilyen következtetése az is, hogy a mágneses tér excentricitása és a gravitációs tér egyenlítői ellipticitása szoros korreláció-ban van egymással. A valóságban azonban a földmag feltételezett elmozdulása nem ellipszissé torzítja az egyenlítői geoidmetszetet, hanem az egyik oldalon kipuposítja, a másik oldalon pedig belapítja. Kétségtelen, hogy egy 400 km-es földmagelmozdulás következtében az ekvatoriális síkban az „átmérő” hosz-szabb lesz. Valóban a Föld magjának  $h$  elmozdulása a geoidot egyik irányban

$\frac{f\Delta m}{(R-h)g}$ -vel növeli, a másik irányban  $\frac{f\Delta m}{(R+h)g}$ -vel csökkenti. Az átmérő megváltozása ebben az irányban

$$N = \frac{f\Delta m}{Rg} \left[ \left( 1 + \frac{h}{R} + \frac{h^2}{R^2} \right) - \left( 1 - \frac{h}{R} + \frac{h^2}{R^2} \right) \right] = \frac{2f\Delta m}{gR^2} h,$$

ahol  $m$  a belső mag tömegének eltérése egy vele azonos térfogatú külső magtól. Ha azonban behelyettesítjük

$$g = \frac{fM}{R^2}, \quad m = \frac{4\pi}{3} \Delta \rho r^3 \quad \text{és} \quad M = \frac{4\pi}{3} \rho R^3$$

menntiségeket, akkor

$$N = 2 \frac{\Delta \rho}{\rho} \left( \frac{r}{R} \right)^3 h \approx 200 \text{ m},$$

vagyis egyenlő az ekvatoriális átmérők ténylegesen kimutatott különbségével.

A földmag excentricitásával azonban sem a mágneses tér megfordulását, sem pedig a nyugatra való elmaradást nem lehet magyarázni.

Meglepő eredményekre vezetett a mesterséges holdak Izsák által levezetett geoidundulációk, a mágneses izoporok és a földmag felületének Vogel által kimutatott 200 km körüli undulációinak összehasonlítása. Ezek közül szemelláthatólag szoros korreláció áll fenn. A függőleges térerősség pozitív izoporközpontjainál a geoidunduláció is pozitív, a negatív központoknál pedig negatív. Hasonlóképpen a geoid emelkedésének a magban is emelkedés felel meg és viszont. Azt is ki lehet mutatni, hogy egy ilyen magundulációból származó potenciálhatás megfelel a geoidundulációkban észlelt nivófelületváltozásnak.

Mindebből azt a következtetést lehet levonni, hogy a mágneses tér és a Föld magja — mégpedig nem a magbelső, hanem az egész mag — között igen szoros kapcsolat van (ez a hatás lehet másodlagos is). További következtetés pedig az, hogy a földi gravitációs térnek is szükségképpen van szekuláris változása, mégpedig kapcsolatban a földi mágneses tér szekuláris változásával. A maghéjban fellépő undulációk a Föld tehetetlenségi nyomatékát is megváltoztatják. Ennek pedig szoros következménye a Föld forgásának szekuláris változása, sőt az a szekuláris változás is, amelyet a szélességingadozásokban észlelhetünk.

A geoidundulációkkal kapcsolatban még egy rendkívül érdekes jelenséget ismertettek (Lee, 1963): a geoidundulációk és a hőfluxus között is van összefüggés. Ha ez a jelenség valóban fennáll, akkor alaposan felül kell vizsgálnunk a Föld hővezetőképességéről, illetve a Föld felépítéséről eddig alkotott feltevéseinket.

ШЕВЕШТБЕН – АНДРАШИ – МОРВАИ

## О ПРИМЕНЕНИИ ПРОМЫСЛОВО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ В ПОИСКАХ БОКСИТОВЫХ ЗАЛЕНЕЙ

В работе рассматриваются геофизические исследования скважин, бурящихся на бокситы. На основе изучения результатов исследования ряда скважин показано, что по величинам удельного электрического сопротивления и естественной радиоактивности пород можно расчленять глинисто-мергелисто-известняковые толщи. Изучение удельного сопротивления позволяет судить и об изменении содержания извести в мергелях. Каротажный материал может также использоваться для корреляции пластов, так как отдельные характерные горизонты могут распознаваться и отождествляться по каротажным кривым даже в удаленных скважинах. Залежи боксита выделяются по величинам кажущегося удельного сопротивления и естественного радиоактивного излучения пород. Они характерно выделяются и по результатам метода ГГК. Наиболее характерными следует считать кривые, получаемые методом непрерывной активации нейтронами, позволяющим судить по результатам исследования скважин о содержании алюминия в бокситах.

K. SEBESTYÉN – L. ANDRÁSSY – L. MORVAI

## WELL-LOGGING IN THE BAUXITE-PROSPECTING

Backed by numerous analyses it is demonstrated that specific resistivity and natural radioactivity are suitable to trace sedimentary complexes composed of clay, marl and limestone. The variation of specific resistivity permits conclusions as to the change of the carbonate content of marls. The logs are suitable for correlation, too, since some key-horizons can be traced far. The bauxite is indicated by the apparent resistivity and natural radiation. It can be distinguished by gamma-gamma measurements too. Best is, however, the continuous neutron activation logging, offering at the same time the determination of the alumina-content.

## MÉLYFÚRÁSI GEOFIZIKAI MÉRÉSEK ALKALMAZÁSA A BAUXITKUTATÁSBAN

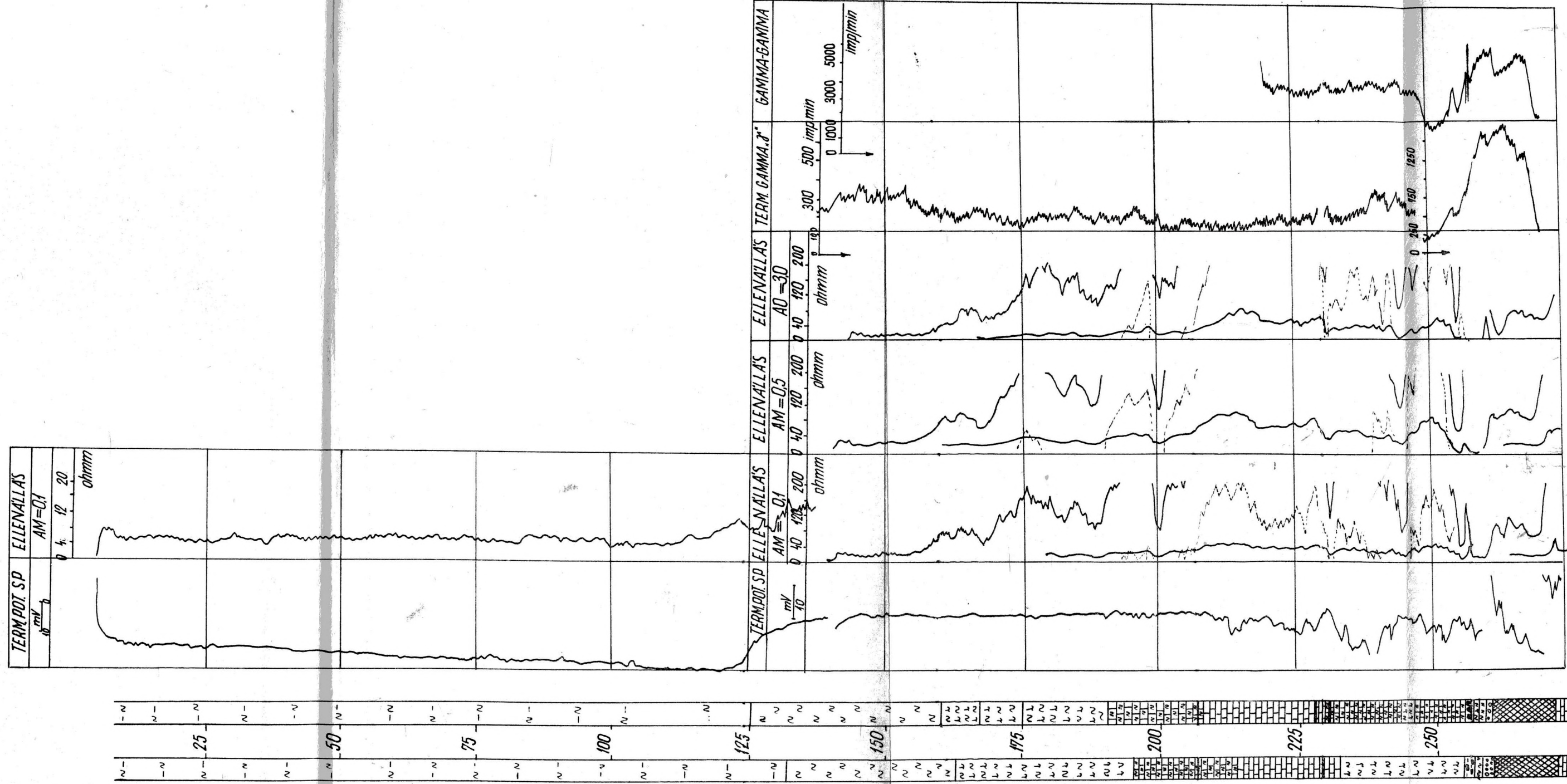
SEBESTYÉN KÁROLY – ANDRÁSSY LÁSZLÓ – MORVAI LÁSZLÓ

A mélyfúrás geofizikai mérések egyre szélesebb körben kapcsolódnak be a nyersanyagkutatási problémák megoldásába. Ma már nélkülözhetetlenek a szénhidrogén, a víz és a kőszénkutató fúrásokban egyaránt. Ez az egyre növekvő alkalmazás annak szükségszerű következménye, hogy a kőzetparaméterek egyre szélesebb skálájának ismerete, továbbá a mért és a keresett kőzettulajdonságok közötti kapcsolatok felfedése, valamint új paraméterek fúrólyukbeli mérése megsokszorozza azoknak az információknak az értékét, melyek a fúrólyukbeli mérésekkel nyerhetők.

Ez teszi lehetővé, hogy a mélyfúrás geofizika egyes nyersanyagok kiutatására irányuló célvizsgálatokon túl bonyolultabb rétegsorok taglalá-



H. 723



2. ábra. A H-723. számú fúrás geofizikai mérésanyaga és szelvénye  
 Фиг. 2. Разрез и результаты геофизических исследований скважины H-723  
 Fig. 2. The complex log of borehole No. H-723



céljait szolgáló módszer — a neutron aktiválás került alkalmazásra. Az előző módszerek ismeretesek, alkalmazásuk az általános szokásoknak megfelelően történt. A neutron aktiválás ismertetésére dolgozatunk végén visszatérünk.

A vázolt általános felépítésnek a karottázs görbékben való konkrét tükröződését legközvetlenebbül jellegzetes fúrások karottázs anyagának tanulmányozása adja. Számottevő vastagságú bauxitot tartalmazó fúrásként a H-723. számú fúrást vizsgáljuk (2. ábra), míg a medence belsejének felépítését a H-770-es fúrás anyagán mutatjuk be (3. ábra).

## HALIMBA 723. SZÁMÚ FÚRÁS GEOFIZIKAI MÉRÉSANYAGÁNAK RÉSZLETES TÁJÉKOZTATÓJA

A fúrásban 5 m-től 274,5 m-ig történtek geofizikai mérések. A felső szakaszban 5–138 m között általános tájékozódás céljából PS és kis behatolású (0,1 m potenciál) szondával fajlagos ellenállásmérés történt. Az alsó szakaszon, ahol a rétegváltozások sűrűn következnek, fentiekén kívül mélyebb behatolású potenciál és egy nagy behatolású ( $AO=3,0$  m) gradiens szondával végeztek fajlagos ellenállásméréseket. Meghatározták a természetes gamma sugárzás szintjét. A bauxittelepben és közvetlen fedőjében gamma-gamma (térfogatsúly) mérések is történtek.

A 0–125 m közötti fúrólyukszakasz a két görbe (PS és  $Q_1$ ) alapján nagy vonásokban homogén réteget harántolt.

A fajlagos ellenállás kismértékű ingadozása azonban arra utal, hogy a makroszkopikusan homogénnek tekinthető — viszonylag kis fajlagos ellenállású — képződmény mikrostruktúrával rendelkezik. A fúrási adatok szerint ez a réteg felső eocén agyagmárga.

125 m körül megváltozik a görbék monoton lefutása, jeléül annak, hogy rétegváltozás történt. Ez a réteg, mely a görbék szerint 160 m-ig terjed, az előzőektől elsősorban nagyobb fajlagos ellenállásával válik el. Egyúttal jól észlelhető a jelentős mértékű rétegezettség is, mely inhomogénné teszi.

A földtani szelvény itt márgát jelez. Az alsó réteghatár a geofizikai mérésekből kissé feljebb húzható meg, mint a fúrás alapján. A középső eocént, ha a kőzetjelleg megváltoztatásával jár együtt, a mérések alapján jól meg lehet különböztetni a felső eocéntól. A márga-mészmárga határ mind az ellenállásgörbék, mind a természetes-gamma görbe segítségével kijelölhető. A márgák 11–17 ohmm körüli, a mészmárgák 80–200 ohmm körüli lát-szólágos fajlagos ellenállásértékekkel jelentkeznek. A 160 m-ben kezdődő mészmárga réteg a mélységgel egyre meszebbé válik. A mésztartalom növekedése a fajlagos ellenállás növekedésében mutatkozik.

160,0 m-től	167,2 m-ig	54–80 ohmm
167,2 m-től	175,0 m-ig	80–120 ohmm
175,0 m-től	190,8 m-ig	120–200 ohmm

A mésztartalom növekedésének ellenállást növelő hatása a görbék felső szakaszán is megfigyelhető.

A középső és alsó eocén határa a geofizikai mérések alapján nem adható meg, de kiemelkedik és a geofizikai kiértékelésben vezérréteggént használható az alsó eocén nummulinás mészkő, 207,6 és 230,5 m között. Ez, a geo-

fizikai mérések alapján, két szakaszra bontható, egy felső nagyobb fajlagos ellenállású és egy alsó, viszonylagosan kisebb fajlagos ellenállású szakaszra. A kettő között a határ 217 m-ben van. A felső szakasz fajlagos ellenállása 860 ohmm körül, az alsóé 500 ohmm körül van. Az ellenállásviszonyoknak ez az alakulása annyira jellemző, hogy számos fúráson keresztül megtalálhatjuk.

230,5–255,0 m között újabb mészmárga szakasz következik. Ebben azonban a mésztartalom jóval nagyobb, mint a felsőbb szakaszokon. A fajlagos ellenállásértékek mészpadokra is utalnak.

A 243,7–246 m-ig terjedő szakaszokon kisebb fajlagos ellenállású meszes márga pad van, mely olyan következetesen jelentkezik más fúrásokban is, hogy korrelációs célokra is felhasználható.

Ez alatt kb. 8 m vastag, igen nagy fajlagos ellenállású réteg következik, melyet az összes paraméterek egységesen viszonylag tömör mészkőpadokból állónak indikálnak.

Kisebb fajlagos ellenállású, viszonylag nagyobb természetes radioaktivitású, kis vastagságú rétegek következnek ezután. Ezek közül kiemelkedik a szenes agyag elsősorban kis térfogatsúlyával.

Földtani adatok alapján az alsó eocén és a felső kréta határát 257,6 m-ben adták meg. Ez a határ csaknem egybeesik a tarka márga geofizikailag meghatározható réteghatárával, ugyanis geofizikailag a rétegek karaktere 255 m körül változik.

A bauxit, eltérő fizikai sajátosságai következtében valamennyi karottázs görbén felismerhető. Különösen jellemző magas természetes aktivitása és kisebb térfogatsúlyának megfelelő magasabb gamma-gamma intenzitása.

A fekvő dachsteini mészkőnek csak felső határát lehet észlelni a természetes radioaktivitás rohamos csökkenésében és a fajlagos ellenállás hirtelen megnövekedésében.

A Halimba 770-es fúrás (3. ábra) karottázs anyagának felső szakasza jól értelmezhető az előzőekben ismertetett 723. számú fúrás anyaga alapján.

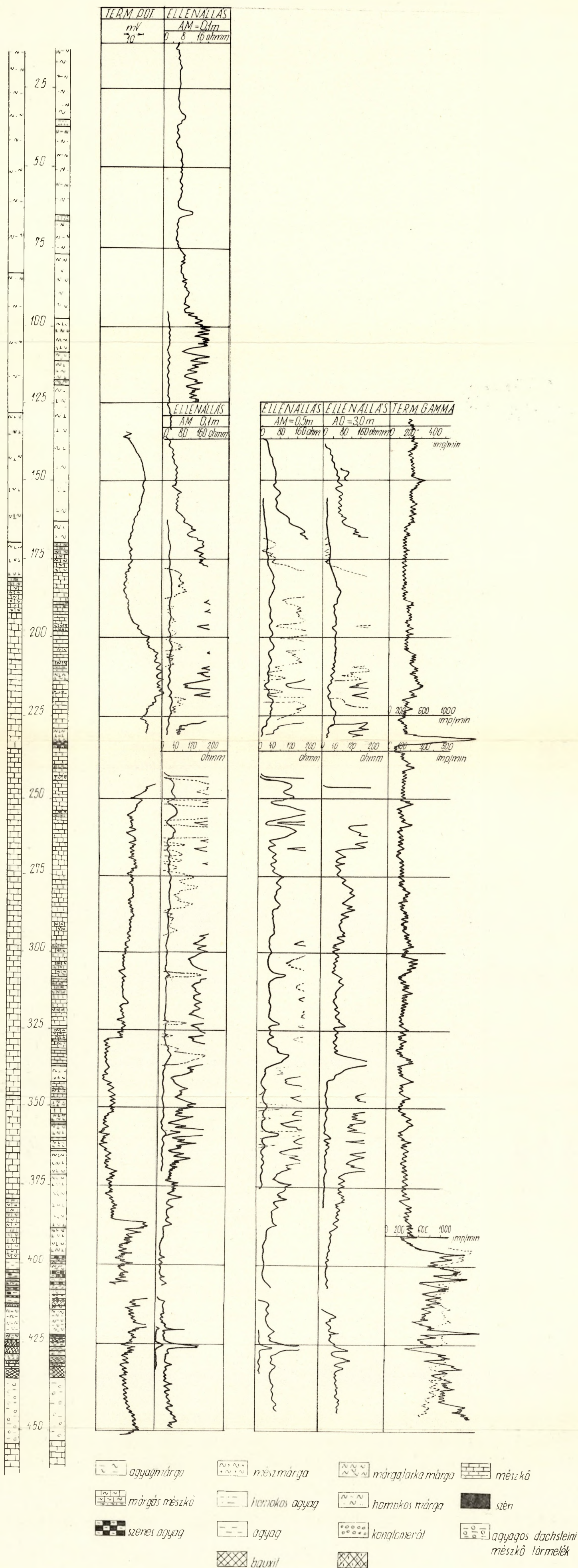
A felső eocén agyagmárga-márga összlete az ellenállásgörbék szerint alacsony fajlagos ellenállású, viszonylagosan egységes felépítésű. Tulajdon-ságaiban számottevő változás csak 75 m-nél következik be. Ez a fajlagos ellenállás megnövekedésében mutatkozik és a mésztartalom emelkedésének következménye. Szembetűnővé válik a mésztartalom növekedése 96 m körül. Ekkor az addig tapasztalható egységes felépítés megszűnik és a réteg padlössá változik.

A felső és a középső eocén határa a földtani adatok szerint a 161,5 m-nél kezdődő, nagy fajlagos ellenállású mészmárga összlet felső szakaszára esik. A fajlagos ellenállás és a természetes radioaktivitás figyelembevételével inkább a 161,5 m volna határnak tekinthető, mert a viszonylag alacsonyabb fajlagos ellenállású és nagyobb természetes radioaktivitású felső eocén mészmárgák itt mennek át a nagy fajlagos ellenállású mészmárgába.

A felső eocénben található mészmárgák 50–80 ohmm körüli fajlagos ellenállással jelentkeznek, míg a középső eocén korúak 80–200 ohmm-rel.

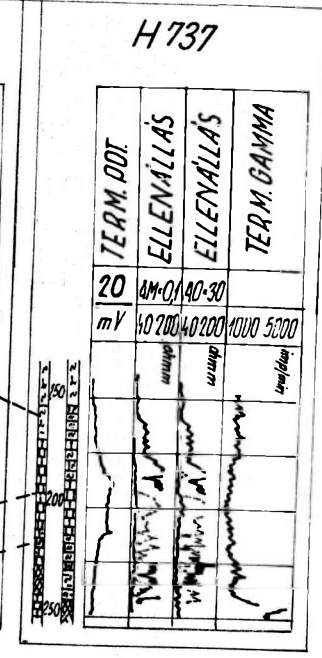
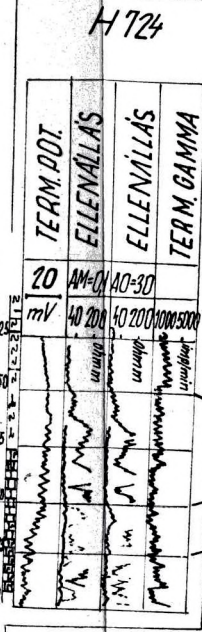
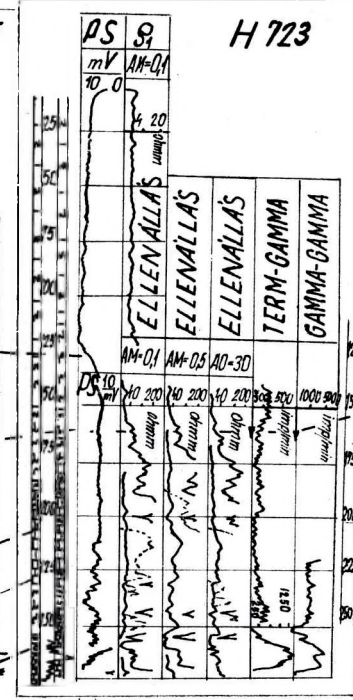
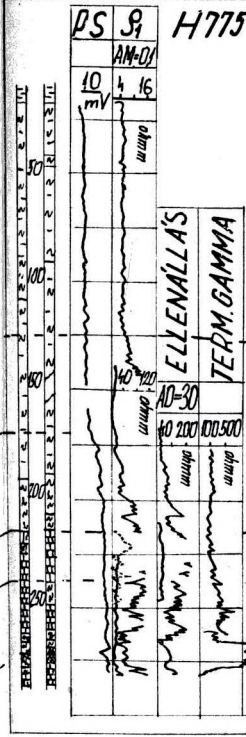
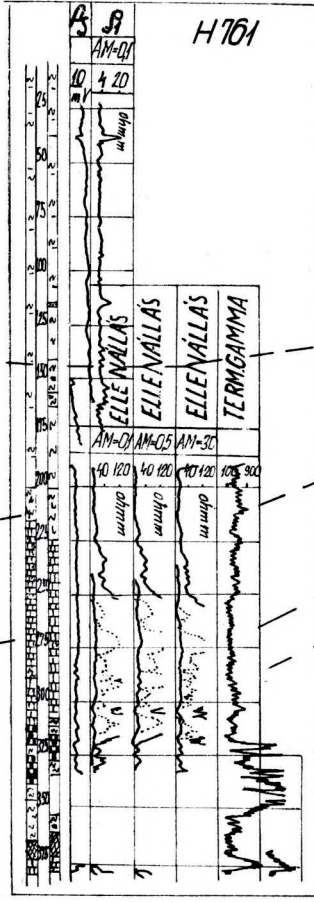
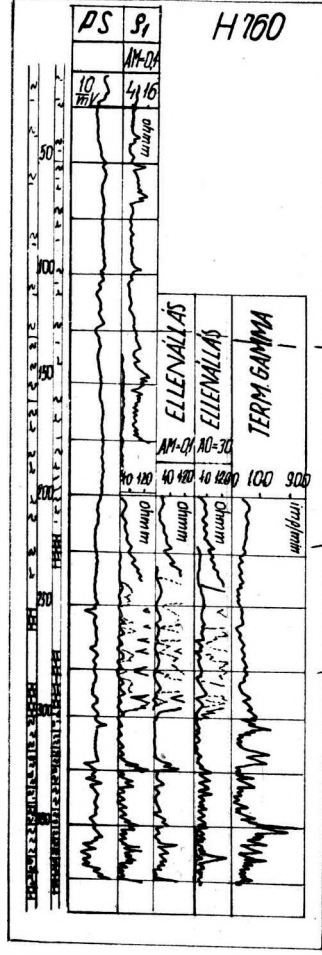
A növekvő mésztartalom a természetes gammasugárzás csökkenését vonja maga után. A középső eocén mészmárgáinak megnövekedett mésztartalma a természetes gamma szelvényen mintegy 30%-os impulzusszám esőkenéssel jár együtt.





3. ábra. A H-770. számú fúrás geofizikai mérésanyaga és szelvénye  
 Фиг. 3. Разрез и результаты геофизических исследований скважины Н-770.  
 Fig. 3. The complex log of borehole No. H-770





4. ábra. A rétegek geofizikai azonosításának lehetőségére néhány halimbai fúrásban

Фиг. 4. Возможность отождествления пластов по геофизическим данным, по некоторым скважинам района Халимба

Fig. 4. The geophysical correlation in some holes in the vicinity of Halimba



A középső és az alsó eocénre jellemző mészkő teljes kifejlődésében megtalálható. A homogén mészkőösszletbe helyenként márgásabb padok települnek. A vezérrétegeként követhető alsó eocén mészmárgapad jelen esetben is kijelölhető 213,5 m-től 216 m-ig.

Érdekes megjegyezni, hogy ez a mészmárgapad a környező fúrásokban is teljesen azonos kifejlődésben, azonos vastagságban jelenik meg. Ezt bizonyítják az alábbi adatok:

H - 770.	213,5 - 216,0 m-ig	2,5 m
H - 756.	240,0 - 242,5 m-ig	2,5 m
H - 757.	222,0 - 224,5 m-ig	2,5 m

Az alsó eocénben 222,2 - 230,4 m-ig mészmárga van, majd az alsó eocén szintén korrelálható (vezérrétegeként elfogadható) szenes agyaggal fejeződik be.

Bár a geológia az előbb említett két réteget nem észleli, a környező fúrások segítségével a korreláció végezhető.

A szenes agyag elkülönítésében igen nagy segítséget jelent a természetes gamma szelvény, mely ezt a képződményt magas szinttel jelzi.

A 232,7 m-től 340 m-ig következő vastag mészkő igen magas látszólagos fajlagos ellenállásértékekkel jelentkezik. Az eocén mészkövek általában 500 - 800 ohmm körüli szinttel, a jelenleg említett mészkövek pedig 500 - 2000 ohmm, sőt ennél nagyobb értékekkel is jelentkeznek. A fajlagos ellenállás különbözősége szöveti különbségekre vezethető vissza.

340 m-től 360 m-ig mészmárga és mészkőpadok váltogatják egymást. 362 m-től 395,5 m-ig ismét mészmárga szakasz következik, amely a mélység növekedésével a mésztartalom folytonos csökkenését mutatja. Ez, az ellenállásgörbékől világosan következik. Az ismét jelentkező vékonyabb szenes agyag korát méréseink alapján nem tudjuk megállapítani.

A geofizikailag valószínűsíthető alsó eocén-felső kréta határ 396,2 m-ben van. Ez jól egyeztethető a geológia által megadott korhatárral (396). Az ismertetett felső kréta rétegösszlet egyáltalába nem azonosítható a környező fúrások hasonló korú és kifejlődésű faciesével. A H - 770. fúrásban talált kréta rétegösszlet bizonyos töredezettségre utal. Ezt sűrűn változó viszonylag vékony képződmények bebizonyítják. A bauxit kisebb-nagyobb vastagságú rétegek összletként jelenik meg.

Bauxit jelölhető ki:

409,0 m-től	409,6 m-ig
410,2 m-től	411,2 m-ig
421,4 m-től	422,5 m-ig
424,0 m-től	425,3 m-ig
426,6 m-től	429,0 m-ig
430,2 m-től	433,6 m-ig

A telepek és határaik méréseink segítségével jól azonosíthatók. Őnagukban nem homogének, hanem jól észlelhető belső struktúrát mutatnak. Közöttük mészkő és konglomerátum padok helyezkednek el. A rétegsor agyagos dachsteini mészkőtörmelékekkel folytatódik a triász alaphegységig.

A rétegek azonosíthatóságának, tehát a korreláció lehetőségének vizsgálata céljából a H-760. H-761. H-775. H-723. H-724. és H-737. fúrások karottázs anyagát tanulmányoztuk (4. ábra).

Az első és a második, illetve a második és a harmadik fúrás között km nagyságrendű a távolság, a további két fúrás távolsága jelentősen kisebb. A H-737-es ismét km-es távolságra van a többitől. A fúrások szelvénye nem esik egy függőleges síkba.

A fúrások ilyen eloszlása nem teszi lehetővé pontos korrelációs szelvény szerkesztését, de alkalmas arra, hogy az egyes közetparaméterekben megnyilvánuló állandóságot (vagy változékonyságot) kis és nagy távolságon tanulmányozzuk.

A fúrások felső szakaszán csak kis behatolású potenciálszondával történt mérés. Ez is elegendő azonban ahhoz, hogy a vastag felső eocén agyagmárgát jellemezze. A mésztartalom gyors növekedése mindegyik fúrásban azonosítható. Ezt vehetjük a márga réteg felső határának, amely az egyes fúrásokban az alábbi:

fúrás .....	723	775	761	760
márga határa .....	125 m	119 m	?	126 m

A 761-es fúrásban a mésztartalom egyenletesen növekszik, így a réteghatár nem állapítható meg.

A szelvények alapján világosan meghatározható az újabb meszesedésnek, a mészmárgába való átmenetnek a helye. A mészmárga összleten belül is elkülöníthető a fajlagos ellenállás eloszlása alapján egy kevésbé meszes, kisebb fajlagos ellenállású felső, és egy meszesebb, nagyobb fajlagos ellenállású, alsó szakasz. Ezek a rétegek, illetve facieshatárok az alábbiak:

fúrás száma ...	737	724	723	775	761	760
márga/mészmárga határ ....	160 m	150 m	160 m	176 m	225 m	220 m
meszesebb réteg kezdete .....	166 m	162 m	170 m	197 m	235 m	elmosódott.

A természetes radioaktivitás csökkenése jól alátámasztja ezeket a faciesváltozásokat, de egyes esetekben 2–3 m-rel magasabban következik be a radioaktivitás csökkenése, mint a fajlagos ellenállás emelkedése.

Legfontosabb vezérszint mégis a nummulinás mészkő. Jellemző ellenállás-kepe: felső nagyobb és alsó kisebb fajlagos ellenállású faciese bármely karottázs szelvényen biztosan felismerhető. Elhelyezkedése és vastagsága az idézett fúrásokban az alábbi:

fúrás:	737	724	723	775	761	760
nummulinás mészkő felső határa .....	193 m	203 m	208 m	214 m	267 m	238 m
vastagsága ....	31 m	21 m	23 m	24 m	27 m	40 m

Ezenkívül a nummulinás mészkő vastagságát még számos fúrásban meghatároztuk.

A nummulinás mészkőtől lefelé a geofizikai értelmezés az egész szelvényben eltér a földtanitól. A fúrás szelvényekben ugyanis váltakozva mészkő, meszes márga vagy márgás mészkő szerepel, a geofizikai értelmezés pedig egységesen márgás mészkövet ad meg. Ez az értelmezés elsősorban a radioaktív szelvényen alapszik, amely itt minden fúrásban a természetes aktivitás növekedését mutatja. Ez pedig a mésztartalom csökkenésére utal. Különösen jellemző a márgás mészkőbe települt kb. 2 m vastag mészmárga pad jó korrelálhatósága.

Az alsó eocén kőszéntelepes csoport – ahol megvan – általában szintén jól követhető és felhasználható azonosításra. Megszűnik az azonosítás lehetősége a medence belseje felé eső fúrásokban (760, 761), ahol a kréta kőszéntelepes csoport kivastagszik. Geofizikai taglalása és azonosítása, a paraméterekben bekövetkező gyors változások miatt külön tanulmányozást igényel.

Az elmondottakat foglalja össze 4. ábránk. Az ábrában nem kívántunk pontos korrelációs szelvényt szerkeszteni. A rendelkezésre álló adatok semmiképpen nem elegendők ahhoz, hogy a fúrások között húzódó esetleges tektonikai vonalak megállapíthatók legyenek. Az ábra célja csupán annak bemutatása, hogy az egyes fúrásokban harántolt rétegek a geofizikai paraméterek alapján felismerhetők és nagyobb távolságra is követhetők.

A bauxitot fizikai jellemzői számottevően kiemelik a rétegsor többi tagjai közül. Fajlagos ellenállása a legalacsonyabb, térfogatsúlya a legkisebb, természetes radioaktivitása a legnagyobb. Különösen kiemelkedő természetes radioaktivitása, mely a rétegsor átlagszintjét több mint 5-szörösen múlja felül.\* Ezek a jellemzők elegendők a bauxit biztonságos kijelölésére a rétegsorban (némi problémát csupán az agyagos kőszén – vagy szenes agyag – okozhat).

Jelenleg még nincs elegendő anyag és tapasztalat azt megítélni, hogy az érintett paraméterek valamelyike a bauxit minőségi jellemzőivel hogyan hozható kapcsolatba.

A bauxit minőségére csupán a fúrólyukban végrehajtott neutron aktiválással nyerhető felvilágosítás az Al-tartalom százalékos meghatározása útján.

Ez az eljárás lényegében a neutron aktivációs analízisnek a fúrólyuk vizsgálatokra kialakított változata.

Az erős neutronforrás hatásának kitett fúrólyukfalban, illetve a bauxitban levő elemek atommagjai neutron befogás révén részben átalakulnak – mesterséges izotóppá válnak. A jelenlevő különböző stabil izotópoknak megfelelően számos magfolyamat mehet végbe. Ezeket I. táblázatunk foglalja össze.

\* A magas természetes aktivitás a töríum viszonylagos feldúsulásától származik. A Bauxitkutató Vállalat Földtani Osztályától nyert közlés szerint a töríumtartalom 0,005% körül van.

## I. táblázat

Anyai izotóp	Izotóp gyak. %-ban	Neutron-energia MeV-ben	Hatás-keresztmetszet mbarn	Mag-folyamat	Aktív termék
Al <sup>27</sup>	100	termikus	212,0	(n $\gamma$ )	Al <sup>28</sup>
Al <sup>27</sup>	100	1	0,4	(n $\gamma$ )	Al <sup>28</sup>
Al <sup>27</sup>	100	2,1	2,8	(n p)	Mg <sup>27</sup>
Al <sup>27</sup>	100	2,39	0,6	(n $\alpha$ )	Na <sup>24</sup>
Si <sup>28</sup>	92,27	3,9	3,0	(n p)	Al <sup>28</sup>
Si <sup>28</sup>	92,27	15,7		(n, 2n)	Si <sup>27</sup>
Si <sup>29</sup>	4,68	3,9	2,7	(n p)	Al <sup>29</sup>
Si <sup>30</sup>	3,05	termikus	120,0	(n $\gamma$ )	Si <sup>31</sup>
Si <sup>30</sup>	3,05	1	1,1	(n $\gamma$ )	Si <sup>31</sup>
Si <sup>30</sup>	3,05			(n $\alpha$ )	Mg <sup>27</sup>

Az aktív termékként nyert izotóp jellemző adatai:

Izotóp	Feladási idő T	$\gamma$ energia MeV
Al <sup>28</sup>	2,3 perc	1,78
Al <sup>29</sup>	6,7 perc	1,28
		2,43
Mg <sup>27</sup>	9,45 perc	0,83
		1,01
Na <sup>24</sup>	14,8 óra	1,37
		2,75
Si <sup>27</sup>	4,5 mp	0,50
Si <sup>31</sup>	2,7 óra	1,26

Az aktiválási idő és a neutronforrás megfelelő kialakításával (csak lassú neutronok lépnek a fúrólyuk falába) elérhető, hogy gyakorlatilag csak a táblázat első sorában szereplő reakció megy végbe, tehát csak a kőzet Al-tartalma aktiválódik.

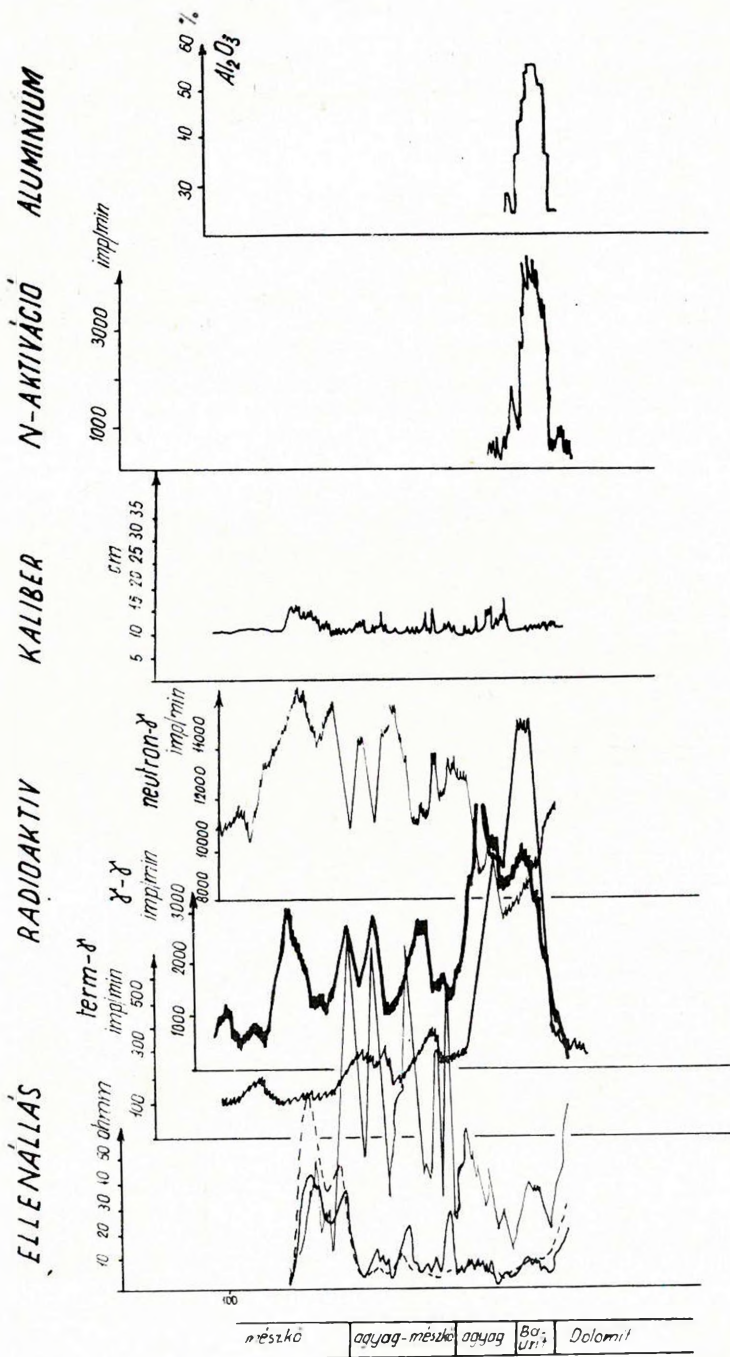
Az aktivált izotóp mennyisége attól függ, hogy a neutronforrás meddig tartózkodik az aktivált térfogat környezetében; az észlelt impulzusszám ezenkívül elsősorban a detektálási időtől, másodsorban az aktiválás befejezése és az észlelés megkezdése között eltelt időtől függ. Mindezekért a neutron aktivációs eljárás alkalmazásakor lényeges a karottázs mérés folyamatainak legpontosabb szabályozása. 5. ábránk egy ilyen pontosan szabályozott eljárással készült felvételt mutat be.

Az így nyert impulzusszám és a bauxit alumíniumtartalma közötti tényleges tapasztalati kapcsolatot kalibrációs faktorként használva, lehetségessé válik az Al-tartalom meghatározása fúrólyukban. Az 5. ábrán feltüntetettük az aktivációs görbe alapján meghatározott Al-tartalmat is.

Az elmondottakból megállapítható, hogy a vizsgált mérési anyag lehetővé teszi a harántolt rétegsor fizikai jellemzőinek segítségével a legfontosabb földtani, sőt ásványtani jellemzők meghatározását. A felvett regisztrátumokból két irányban vonhatunk le további következtetéseket. Az egyik irány



# KÍSÉRLETI MÉRÉS Ni 529



5. ábra. Folyamatos neutronaktivációs szelvény és a belőle számított Al-tartalom (7., 8. görbék)  
 Фиг. 5. Кривые, полученные методом непрерывной активации нейтронами и вычисленные по ним  
 величины содержания алюминия (кривые 7 и 8)

Fig. 5. The continuous neutronactivation-log and the computed alumina-content (curves 7 and 8)

a korreláció, vagyis rétegazonosítás nagy területen; a másik irány a görbék részletes minőségi (földtani, ásványtani, technológiai) elemzése.

A neutronaktiválási kísérleteket a Si-tartalom meghatározásának irányában kell fejleszteni. Ezzel nemcsak az Al-tartalmat határoznánk meg, hanem a modulust is, ami a bauxit egyik leglényegesebb minőségi, technológiai paramétere.

#### IRODALOM

*Ju. P. Bulasevics, Sz. A. Suljatyev*, 1960. Folyamatos aktivációs karottázs optimális feltételei. (Izvesztyija A. N. SzSzsZR. fordítás.)

*K. J. Jakubson*, 1962. Gerjesztett aktivitás módszerének felhasználása a bauxitok alumínium tartalmának kvalitatív értelmezésében. (Jagyernaja geofizika, fordítás.)

*Leipunszkaja*, 1960. A neutron aktivációs analízis alkalmazása a geológiában. (Jagyernaja geofizika, fordítás.)

*Vadász Elemér*, 1951. Bauxitföldtan. (Akadémiai kiadó.)

## TARTALOM

<i>Lányi János</i> : Oroszlány és Balinka között elterülő barnaköszénmedencének geofizikai vizsgálata .....	249
<i>Szabadvány László</i> – <i>Szabó Margit</i> : Geoelektromos bauxitkutató mérések a Bakony hegységben .....	263
<i>Hobot József</i> – <i>Erkel András</i> – <i>Szabadvány László</i> : Komplex geoelektromos medencekutató mérések Dél-Dunántúl területén .....	273
<i>Mituch Erzsébet</i> : A hazai szeizmikus kéregkutatás újabb eredményei .....	289
<i>Szénás György</i> : Néhány megjegyzés a magyarországi földkéregről .....	301
<i>Zilahy-Sebess László</i> : Regionális és maradékanomáliák meghatározása gépi számítással .....	305
<i>Pintér Anna</i> – <i>Ádám Oszkár</i> – <i>Szénás György</i> : A magyar medence gravitációs értelmezési problémái .....	316
<i>Komáromy István</i> : A függőleges földmágneses térerősség 1950 – 1962. évi magyarországi változásának meghatározása obszervatóriumi adatok alapján .....	329
<i>Sz. Aczél Etelka</i> – <i>Suloky István</i> : A földmágneses tér évszázados változása Magyarországon 1950 és 1963 között, a szekuláris hálózat mérései alapján .....	345
<i>Barta György</i> : A Föld évszázados változásai során fellépő energiaátalakulások .....	359
<i>Egyed László</i> : A szekuláris variációk kérdéséhez .....	367
<i>Sebestyén Károly</i> – <i>Andrássy László</i> – <i>Morvai László</i> : Mélyfúrási geofizikai mérések alkalmazása a bauxitkutatásban .....	369

## СОДЕРЖАНИЕ

Лани Я.: О геофизических исследованиях, проведенных в угольном бассейне района Орослань и Балинка .....	249
Сабадвари — Сабо: Геоэлектрические бокситоразведочные работы в районе горы Баконь .....	263
Эркел — Хобот — Сабадвари: О прослеживании основания бассейна в районе Южного Задуная комплексным геоэлектрическим методом разведки .....	273
Митух Э.: О дополнительных результатах изучения строения земной коры в Венгрии сейсмическим методом .....	289
Сенаш Д.: Некоторые замечания о строении земной коры в Венгрии .....	301
Зилахи-Шебеш Л.: Определение региональных и остаточных аномалий поля силы тяжести при помощи счетно-решающей машины .....	305
Пинтер — Адам — Сенаш: О проблемах истолкования региональных аномалий поля силы тяжести в Венгерской бассейне .....	315
Комароми И.: Об определении вариации вертикальной напряженности геомагнитного поля в Венгрии за период с 1950 по 1962 г.г. по сериям обсерваторных данных .....	329
Ацел — Шулки: Вековые вариации геомагнитного поля в Венгрии .....	345
Барта Д.: О преобразованиях энергии, происходящих в процессе вековых вариаций Земли .....	359
Эдьед Л.: К вопросу о вековых вариациях .....	367
Шебештьен — Андраши — Морваи: О применении пропыслово-геофизических работ в поисках бокситовых залежей .....	369

## CONTENTS

J. Lányi: Geophysical investigations in the Eocene lignitebasin between Oroszlány and Balinka .....	249
L. Szabadváry — M. Szabó: Geoelectric measurements in the Bakony mountain for bauxite-prospecting .....	263
A. Erkel — J. Hobot — L. Szabadváry: Complex geoelectric basinfor exploration in South-Transdanubia .....	273
E. Mituch: New results in the seismic investigations or the Earth's crust in Hungary .....	289
G. Szénás: Some remarks concerning the Earth's crust in Hungary .....	301
L. Zilahy-Sebess: The determination of regional- and residual anomalies with the aid of a high-speed electronic computer .....	305
A. Pintér — O. Ádám — G. Szénás: Regional gravity interpretation in the Hungarian basin .....	315
I. Komáromy: The determination of the secular variation of the geomagnetic vertical intensity in Hungary between 1950 and 1962, based upon observatory-data ...	329
E. Aczél — I. Suloky: The secular variations of the terrestrial magnetic field in Hungary between 1950 and 1963, as measured upon the „secular base-net” .....	345
G. Barta: Energy transformations in the course of the secular variations of the Earth .....	359
L. Egyed: To the question of the secular variations .....	367
K. Sebestyén — L. Andrásy — L. Morvai: Well-logging in the bauxite-prospecting ....	369